

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Верхояно-Колымская

Лист Р-53 – Хандыга

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2021

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»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Верхояно-Колымская

Лист Р-53 – Хандыга

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Санкт-Петербург
Издательство ВСЕГЕИ • 2021

УДК 55(571.56)(084.3)
ББК 26
К14

Авторы

*Г. Г. Казакова (отв. исп.), Е. Н. Тутасова, А. К. Худолей, М. А. Калинин,
А. В. Прокопьев, О. Ю. Лебедева, А. Е. Кротова-Путинцева,
Л. А. Поркунова, Т. К. Иванова, И. Я. Гогин, С. В. Платонова,
А. С. Карнаухов, А. Н. Баланов, Ю. А. Маланин*

Научный редактор
канд. геол.-минерал. наук *Л. Н. Ковалев*

Рецензенты
канд. геол.-минерал. наук *В. Н. Зинченко, А. К. Иогансон, А. Е. Соболев;*
А. В. Максимов

Казакова Г. Г., Тутасова Е. Н., Худолей А. К. и др.

К14 Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-53 – Хандыга. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ». – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2021. – 431 с. + 8 вкл.
ISBN 978-5-00193-011-2 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-00193-012-9

В объяснительной записке обобщены новые материалы по стратиграфии, магматизму, метаморфизму, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, истории геологического развития и полезным ископаемым. Территория расположена в бассейнах рек Лена и Алдан, охватывает юго-западную часть Южно-Верхоянской складчатой системы, ограничена координатами 60–64° с. ш. и 132–138° в. д. Составлен комплекс обязательных геологических карт и элементов зарамочного оформления.

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. 31, ил. 11, список лит. 553 назв., прил. 10.

УДК 55(571.56)(084.3)
ББК 26

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра 18 июня 2019 г.

ISBN 978-5-00193-011-2 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-00193-012-9

© Роснедра, 2021
© ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019
© Коллектив авторов, 2019
© Издательство ВСЕГЕИ, 2021

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Р-53 ограничена координатами 60–64° с. ш. и 132–138° в. д. В административном отношении вся территория относится к семи районам (улусам) Республики Саха (Якутия) – Амгинскому (с. Амга), Кобяйскому (пос. Сангар), Таттинскому (с. Ытык-Кюель), Томпонскому (пос. Хандыга), Усть-Алданскому (с. Борогонцы), Усть-Майскому (пос. Усть-Мая) и Чурапчинскому (с. Чурапча). Часть площади занимают выровненные пространства Центрально-Якутской низменности (абс. выс. 160–360 м) и Лено-Алданского (Придонского) плато (360–685 м). Долины крупных рек Лена и Алдан четко врезаны, склоны их террасированы. Северо-восточная и восточная окраины площади входят в пределы Южно-Верхоянской горной системы. Наиболее четко выражены меридионально вытянутый хр. Сетте-Дабан и его западные отроги – хребты Улахан-Бам (абс. выс. до 1300–1700 м), Кыллахский (700–1300 м), южные отроги широтной ветви Верхоянского хребта (абс. отм. до 1839 м) и входящий в него Сордогинский хребет. Рельеф здесь интенсивно расчленен, и превышения над днищами долин достигают 500–800 м. В предгорной части весьма широко проявлены следы деятельности ледников.

Климат на территории суровый, резко континентальный, с продолжительной холодной зимой и коротким жарким летом и очень короткими весенним и осенним периодами. Устойчивые минусовые температуры устанавливаются во второй половине октября. Продолжительность зимнего периода 7 месяцев. Самый холодный январь: средняя температура минус 38–43 °С, а минимальная – минус 61 °С. Лето длится 3 месяца. Самый теплый месяц – июль со средней температурой в г. Якутск 18,8 °С, нередко температура поднимается выше 30 °С.

Территория расположена на фланге Арктико-Азиатского сейсмического пояса. Максимальная амплитуда немногочисленных зарегистрированных землетрясений составила 5–5,3 балла (междуречье Тумары и Дулгалаха, 1995 г.).

Большая часть территории экономически развита слабо – основным занятием населения, проживающего на левобережье р. Алдан, является сельское хозяйство. Выделяется восточная часть площади на правобережье Алдана, в пределах которой известны многочисленные россыпные месторождения золота, коренные месторождения и проявления золота (Буларское, Оночалах и др.), редких металлов (Поворотный, Гек), свинца и цинка (Сардана, Перевальное), меди (Курпанджинское). Добыча золота ведется на ряде россыпных месторождений. В центральной части территории локализованы угольные месторождения, в числе которых одно активно разрабатываемое – Джебарики-Хая.

Через всю площадь листа проходят две автомобильные трассы – «Колыма» федерального значения, соединяющая города Якутск и Магадан, и «Амга» республиканского значения, соединяющая г. Якутск и пос. Югорёнок. Вдоль трассы «Колыма» проходит ЛЭП-220 от Якутской ГРЭС, которая обеспечивает электроэнергией большинство поселков. Отрезок дороги «Амга» на участке между р. Амга и пос. Усть-Мая функционирует только в режиме автозимника. Регулярные паромные перевозки между поселками Усть-Мая и Эльдикан не осуществляются. Паромная переправа через р. Алдан действует в районе с. Кескил. Река Алдан на всей территории листа судоходна, практически все значимые притоки р. Алдан пригодны для сплавов на резиновых лодках. Судоходна также р. Мая и, частично, р. Амга. Между поселками Хандыга и Усть-Мая летом на регулярной основе ходит грузопассажирское судно типа «Полесье». Ориентировочная стоимость билета Хандыга–Эльдикан в 2014 г. – 2–2,5 тыс. руб. От пос. Эльдикан до пос. Югоренок дорога постоянная, участок от трассы в направлении ликвидированного пос. Аллах-Юнь находится в полузаброшенном состоянии и обслуживается на нерегулярной основе силами золотодобывающей с/а «Поиск». Большая часть многочисленных поселков вдоль трассы Эльдикан – Югоренок к настоящему времени практически прекратили свое существование и теперь являются базами старательских артелей пос. Звёздочка – база ООО с/а «Дражник», пос. Аллах-Юнь – база ПК с/а «Поиск».

На территории листа расположен ряд ресурсных резерватов республиканского и местного значения, часть из которых полностью локализована в границах проектируемой площади (Куолума, Куолума-Чаппанда, Кюпский, Тукулан, Барайы, Томпорок, Харама-Хаята (последний – с 2013 г.), другие попадают на территорию частично – Кэлэ, Приалданский, Чабда, Долгучан.

Геологическое строение территории определяется ее расположением в зоне сочленения Верхояно-Колымской коллизионной области и Сибирской платформы, что обусловило распространение разновозрастных (от рифея до кайнозоя) и разнообразных по составу структурно-вещественных комплексов осадочных и осадочно-вулканогенных образований, широкое проявление магматической и вулканической деятельности на всем протяжении формирования современного геологического облика территории от рифея до кайнозоя включительно.

В центральной части листа на правом берегу р. Алдан, в приустьевой части долины р. Ханда (Белая) проявлен широко известный и крупнейший в Якутии Кыллахский надвиг. Нижнепротерозойские и нижнепалеозойские отложения перемещены по этому надвигу в западном направлении на расстояние около 100 км, перекрывая как аналогичные по возрасту, так и более молодые юрские и меловые толщи восточной окраины Сибирской платформы. В бассейне р. Ханда (Белая) и ее притоков расположены многочисленные опорные разрезы разновозрастных стратиграфических подразделений, в составе которых известны слои и горизонты грубообломочных отложений – конглобрекций, конгломератов и гравелитов. В нижнем течении р. Алдан (левый борт) выше устья р. Татта расположено уникальное обнажение среднемиоценовых песков и галечников, известное под названием Мамонтова Гора.

За всю историю геологических исследований на территории был выявлен разнообразный комплекс полезных ископаемых, среди которых профилирую-

ющими были и остаются каменный уголь, золото в рудных и россыпных месторождениях, цветные и редкие металлы, в последние годы активно востребованы подземные воды. На базе россыпных месторождений золота была создана горнодобывающая отрасль Южно-Верхоянского (Аллах-Юньского) горнопромышленного района, действующая до настоящего времени в виде единичных золотодобывающих предприятий, работающих в том числе и на техногенных россыпях.

Первые общие сведения о геологическом строении территории появляются в период с XVII в. до 40-х годов XIX столетия. Исследования носили рекогносцировочный характер и представляют сейчас лишь исторический интерес. Сведения геологического содержания приводят С. П. Крашенинников (1751–1752 гг.), Т. А. Сарычев (1802 г.), В. Н. Зверев (1812–1813 гг.), М. Злобин (1831 г.) и др.

С 1840-х годов до октября 1917 г. происходит увеличение геологических исследований, появляются первые обобщения по геологии, геоморфологии и полезным ископаемым. Наиболее значительны работы А. Ф. Миддендорфа (1848, 1861 гг.), Н. Г. Меглицкого (1850–1893 гг.), А. Л. Чекановского (1891 г.), Н. Д. Черского (1892 г.), А. Г. Ржонсницкого и др.

В 1917–1949 гг. начинается проводиться планомерное изучение геологического строения Якутии и ее производительных сил. Наиболее значительны труды С. В. Обручева (1926 г.), А. Г. Ржонсницкого (1918–1928 гг.), А. А. Григорьева (1927 г.), И. П. Атласова (1931 г.), О. В. Флеровой (1930–1936 гг.) и др., в которых намечены основные черты стратиграфии и полезных ископаемых Центральной Якутии.

В этот же период А. Д. Архангельским (1929 г.) и М. С. Шатским (1932–1936 гг.) высказывается мнение о перспективности территории на нефть и газ (бассейны Лены и Вилюя). В долине р. Амга намечены три участка для постановки разведочного бурения на нефть. Проводятся геологосъемочные работы, ориентированные на поиски каменного угля; открыты угольные месторождения Сангарское (В. Ф. Кузьмин) и Джебарики-Хая (В. Н. Зверев).

В 1950–1960 гг. происходит площадное мелкомасштабное (1 : 1 000 000 и 1 : 500 000) геологическое картирование, проведенное на всей территории ПРО «Якутскгеология», «Аэрогеология» и ВСЕГЕИ (Е. Э. Разумовская, 1950 г.; В. В. Колпакова, 1952 г.; В. В. Панова и др.). Наряду с мелкомасштабным геокартингом на площадях, перспективных на нефть и каменный уголь, проводятся среднемасштабные геологосъемочные и структурно-геологические работы (В. А. Андрианов, 1951 г.; А. Е. Киселев, 1951 г.; Г. В. Бархатов, 1951 г.; Г. С. Фрадкин и А. Г. Коссовская и др.). Тематические исследования, посвященные вопросам стратиграфии, тектоники, полезным ископаемым, проводили М. Н. Алексеев, Н. А. Игнатченко, И. И. Тучков, А. И. Олли, М. М. Маландин и др. Этап завершается составлением Государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 листов Р-52 (Р. А. Биджиев и др., 1961 г.) и Р-53 (Г. С. Кирусенко, 1962 г.). Эти карты использовались в практической работе на протяжении более 20 лет.

С 1960 г. проводятся средне- и крупномасштабные (1 : 200 000 и 1 : 50 000) геологосъемочные и тематические работы. В 1961 г. на Межведомственном стратиграфическом совещании была принята Унифицированная схема деле-

ния палеозойских и мезозойских отложений Верхоянья и Сибирской платформы, однако в дальнейшем она неоднократно дополнялась и уточнялась. Вся территория листа Р-53 покрыта: на территории Западного и Южного Верхоянья собственно геологической съемкой масштаба 1 : 200 000, а на «закрытых» территориях Центрально-Якутской низменности в 1980-е годы – аэрофотогеологическим картированием.

Геологическая съемка среднего масштаба проводилась геологами ПГО «Аэрогеология» и «Якутскгеология»: В. А. Белых, Н. В. Балановым, В. И. Болоньевым, В. С. Гриненко, А. И. Горбуновым, И. Г. Додиныным, Ю. А. Зубковым, В. А. Ивановым, В. А. Камалетдиновым, М. И. Кочетовым, Л. Н. Ковалевым, А. П. Кропачевым, В. Ф. Мехоношиным, Е. Л. Мозалевским, Л. М. Натаповым, В. С. Прокопьевым, Н. Н. Пушкарем, А. В. Сагиром, А. Е. Соболевым, А. И. Старниковым, И. М. Сборщиковым, В. И. Сухоруковым, М. С. Щербаковым, В. А. Ян-жин-шином и др. Проведено космофотогеологическое картирование масштаба 1 : 500 000 всей территории (В. Б. Агентов, Д. К. Башлавин, С. А. Чернов). Для решения производственных задач поставлено большое количество тематических работ. Изучение золоторудных и полиметаллических месторождений проводилось И. Г. Волкодавом, В. В. Еловских, А. И. Старниковым, А. К. Иогансоном, Э. И. Кутыревым и др. Произведен структурно-формационный анализ размещения месторождений и проявлений полезных ископаемых с выделением продуктивных формаций. Вопросами стратиграфии занимались Б. С. Абрамов, Ю. В. Архипов, М. Г. Афанасьев, А. В. Коробицин, В. А. Камалетдинов и др. Изучение тектонического строения региона осуществлялось А. П. Кропачевым, К. К. Левашовым, Л. М. Натаповым и др.

Основные результаты ГС-200 и АФГК-200 систематизированы в материалах по составлению легенд Госгеолкарты-200/2 (Верхоянская, Нижнеамгинская, Учуро-Майская и Юдомская серии) и в Верхояно-Колымской серийной легенде Госгеолкарты-1000/3 (2003 г.). Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 для подготовки Госгеолкарты-200/2 проведено на листах Р-53-XXIV, -XXX, -XXXVI, а также на ряде пограничных листов – Q-53-XXXIV, -XXXV, XXXVI; Р-54-ХІІІ, -ХІХ; О-53-V, VI.

Геолого- и поисково-съёмочные работы масштаба 1 : 50 000 в пределах листа Р-53 проведены на всей площади Южного Верхоянья (восточная часть листа) в период с 1976 по 1991 год. Результаты работ отражены на карте новой серии, подготовленной в 1992 г.

В последующие годы вся северная и восточная территория листа была покрыта геологосъёмочными работами масштаба 1 : 200 000, по итогам которых были изданы Государственные геологические карты того же масштаба на 13 одинарных листах, причем семь из них были изданы после 1992 г., а к трем листам до сих пор не изданы объяснительные записки.

В начале 1990-х годов в рамках тематических работ по составлению геологической карты Якутии масштаба 1 : 500 000 в Госкомгеологии РС (Я) были завершены работы по Южно-Верхоянскому блоку данной карты (изд. 1995 г.), в который входит и территория листов Р-53-А,Б; В,Г (авторы геологической карты – Н. Н. Пушкарь и др.). Эта карта существенно превосходила все изданные на тот момент времени геологические основы по полноте, точности и достоверности отображаемых геологических образований, со-

проводилась детальными тектоническими и геофизическими схемами, схемами сопоставления разрезов. Все это позволяет и до настоящего времени использовать данную карту в качестве универсальной мелкомасштабной геологической основы в целях разнообразного геологоразведочного процесса, в том числе и для прогнозно-минерогенических построений.

С учетом изданных на тот момент времени геологических карт, в 1992 г. были завершены работы по подготовке к изданию комплекта карт новой серии на листы Р-52,53 (Якутск), который был издан в 1998–1999 гг., т. е. через 37 лет, после выпуска первого издания. В создании этого комплекта карт основная роль принадлежит геологам Космоаэрогеологической экспедиции № 3 ПГО «Аэрогеология» – Н. А. Цейдлер, В. А. Камалетдинову, Л. М. Натапову и др. На составленных картах существенно повысилась детальность картографирования геологических образований, на ней отражены более 70 осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов, более детально сделано описание геологического строения площади.

Следует отметить, что на территорию Южного Верхоянья, кроме вышеотмеченных геологических карт масштаба 1 : 500 000, в период 1980–2005 гг. был составлен ряд других тематических карт того же масштаба – тектонических, карт метаморфизма и глубинного строения, геоэкологических и др.

Вся территория работ покрыта кондиционными геофизическими материалами гравиметрических и магнитометрических съемок масштаба 1 : 200 000 и более детального масштаба, значительная часть которых завершена после издания мелко- и среднемасштабных геологических карт и не учитывалась при прогнозно-минерогенических построениях. Результаты всех проведенных геофизических работ были учтены при подготовке геофизической основы листов Р-53,54.

С 2007 г. на территории листа проводились современные гравиметрические, электроразведочные, геохимические и сейсморазведочные (МОГТ-2Д) работы для изучения геологического строения северо-восточной части Северо-Алданской перспективной нефтегазоносной области на Хандыгской, Северо-Хандыгской, Восточно-Алданской и Алдано-Амгинской площадях.

Ретроспективные гравиметрические материалы по республике в целом переработаны в цифровой вид, на их основе построена цифровая гравиметрическая карта Якутии.

На территории листа к настоящему времени завершены работы по двум участкам (г. Сковородино – пос. Хандыга, пос. Хандыга – пос. Мякит) геофизического профиля 3-ДВ.

Геохимическая изученность. Работы по созданию геохимической основы листа проведены силами ГУП «Сахагеоинформ» в рамках договора субподряда с ФГУП «ИМГРЭ» и завершены в 2002 г.

Анализ фондовых материалов показал, что геохимические исследования до 1970-х годов проводились большей частью попутно при разномасштабных геологических работах и в связи с отсутствием методических исследований и слабой лабораторной базы результаты их в основном недостоверны.

С 1970-х годов, с началом массовых ГС-200, ГС-50 и других ГГР, резко возросли объемы геохимических работ, а с созданием геохимических партий – и их качество. Анализ материалов показывает, что основной и наиболее качественный вид геохимических работ проведен при опробовании коренных пород для геохимической характеристики рудных и вмещающих пород.

В Южном Верхоянье геохимическая партия АЮГРЭ (А. В. Кокин и др.) на протяжении 15–20 лет вела методические исследования по применимости геохимических методов, работы по накоплению и систематизации материала по геохимии осадочных, изверженных пород, руд и минералов. В итоге по Южному Верхоянью на базе колоссального фактического материала (порядка 30 000 анализов, отбракованных из 160 000) были рассчитаны региональные кларки осадочных и магматических пород данного региона. Качество геохимических работ за этот период вполне удовлетворительное, основным недостатком является сокращенный спектральный анализ проб донного опробования ввиду явной недооценки данного метода геохимических работ. Также в результате работ по обобщению была составлена геохимическая карта Южного Верхоянья масштаба 1 : 500 000 на основе космогеохимической классификации элементов Ю. Г. Щербакова. С начала 1990-х годов из-за резкого сокращения работ геологической отрасли, геохимические работы самостоятельного статуса не имеют и проводятся в весьма ограниченном объеме попутно с различными геологоразведочными работами.

Территория листа Р-53 входит в Верхояно-Колымскую серию листов Госгеолкарты-1000/3. Работы по созданию легенды завершены в 2002–2003 гг. В отношении серийных легенд Госгеолкарты-200/2 территория листа охватывает части Верхоянской, Юдомской, Нижнеамгинской и Учуро-Майской серий листов, работы над которыми были завершены несколькими годами ранее в 1999–2001 гг. По Юдомской и Верхоянской легендам в 2004–2006 гг. были введены существенные дополнения, которые не получили должного отражения в Верхояно-Колымской СЛ-1000/3.

Лист Р-53 – Хандыга обеспечен цифровой топоосновой (ЦТО) масштаба 1 : 1 000 000 (ФГУ НПП «Росгеолфонд») и дистанционной основой масштаба 1 : 1 000 000 по материалам Landsat 7.

По состоянию на 1.01.2019 г. Государственным балансом запасов полезных ископаемых на территории листа учтены запасы золота в 62 россыпных и четырех коренных месторождениях, запасы свинца и цинка в одном месторождении свинцово-цинковых руд (Сардана), запасы угля в пяти месторождениях, запасы питьевой воды в четырех месторождениях и запасы строительных материалов в 38 месторождениях.

Основой комплекта карт листа Р-53 при создании являлись Геологическая карта Якутии масштаба 1 : 500 000 (Южно-Верхоянский блок (гл. ред. В. А. Ян-жин-шин, 1995 г.) и Карта геологических формаций Южного Верхоянья (А. Л. Коновалов, В. В. Русс, А. П. Кропачев, 2004 г).

При составлении комплекта аналитические исследования проводились в лабораториях ВСЕГЕИ (ЦИИ, ЦАЛ) и ГУГГП РС (Я) «Якутскгеология». Использовались как традиционные методы (спектральный полуколичественный, силикатный анализы, определение органического углерода), так и новейшие методы (радиоизотопное датирование U-Pb по циркону, определение изотопного состава сульфидов, атомно-абсорбционный анализ).

Полевые работы при составлении данного комплекта проводились в течение двух сезонов (2015 и 2016 гг.) силами специалистов ФГБУ «ВСЕГЕИ» и ГУП РС (Я) «Сахагеоинформ». Неоценимую помощь в организации и проведении полевых работ оказал А. В. Николаев (ГУП «Сахагеоинформ»).

Создание листов третьего поколения как геолого-картографической информационной основы федерального уровня должно обеспечивать формирование единого информационного пространства в сфере недропользования в рамках общей системы информационной поддержки принятия управленческих решений на государственном уровне. При составлении карт дана прогнозная оценка ресурсного потенциала структурно-вещественных комплексов с локализацией площадей, перспективных на обнаружение месторождений стратегических, остродефицитных и высоколиквидных видов минерального сырья в пределах крупных минерагенических провинций, субпровинций, зон и экономических районов.

В зарамочных частях карт приведены различные мелкомасштабные карты и обзорные схемы, иллюстрирующие особенности территории. На тектонических схемах показаны глубинное строение территории, геодинамическая обстановка, структурные ярусы, типы основных структур региона и главные зоны разломов. Составлены схемы структурно-формационного районирования для главных этапов развития региона. Для выделенных структурно-формационных областей разработана схема корреляции геологических образований, на основе которой построена легенда геологической карты, составленная в соответствии с Легендой Верхояно-Колымской серии листов и дополнений к ней.

Объяснительную записку к комплексу Госгеолокарты-1000 /3 листа Р-53 – Хандыга составил коллектив специалистов ФГБУ «ВСЕГЕИ», ГУП РС (Я) «Сахагеоинформ», при участии специалистов СПбГУ и ИГАБМ СО РАН.

При составлении настоящего комплекта помимо авторов глав участвовали Г. С. Громов, О. Н. Карнаухов (ГУП «Сахагеоинформ»). Подбор фондовых материалов производился А. В. Скрипиной и Н. П. Шевяко. весь объем Сканирования фондовых материалов выполнен И. А. Кузьминым и А. П. Павловым.

Коллектив авторов выражает искреннюю благодарность А. П. Кропачеву, А. К. Иогансону, А. Л. Коновалову, В. В. Руссу за собранный ранее каменный материал и обширный массив информации из литературных источников (изданных и фондовых), собственных неизданных материалов, послуживших уникальной базой при составлении настоящего комплекта. Авторы также искренне благодарны О. И. Щербакову и Я. А. Радулевич (АО «Якутскгеология») за помощь, ценные советы и указания при составлении карты четвертичных образований и соответствующих глав объяснительной записки. Комплект карт листа Р-53 также создан в цифровой модели в формате ArcGIS и сопровождается базой данных (БД), созданной в СУБД MS Access 2000, которая внедряется в проект посредством запроса через SQL-сервер и соответствует «Методическим рекомендациям ... 2009 г.». Дополнительная информация, не предусмотренная Методическими рекомендациями, помещена в форматы *xls, которые дополняют электронный каталог и снабжены идентификаторами, аналогичными идентификаторам атрибутивных таблиц соответствующих тем в проектах.

СТРАТИГРАФИЯ

На территории листа распространены отложения всех систем. В верхнем протерозое, нижнем и среднем палеозое главенствующую роль играют карбонатные и терригенно-карбонатные отложения, которым подчинены вулканогенные и терригенные образования. Последние слагают отложения верхнего палеозоя, объединенные Н. П. Херасковым в верхоянский комплекс, а также мезозойские комплексы. Современные представления о стратиграфии региона, приведенные в тексте этой главы, основаны главным образом на Верхояно-Колымской серийной легенде и обобщающих работах [Прокопьев и др., 2001; Старников и др., 1995; Худолей, 2003; Коновалов и др., 2004ф]. Геохимические характеристики толщ приведены в соответствии с материалами [Коновалов и др., 2004ф; Горлова и др., 2005].

АРХЕЙСКАЯ АКРОТЕМА – НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

Архей-нижнепротерозойские (AR-PR₁) отложения слагают кристаллический фундамент платформы и вскрыты рядом скважин (Ивановская, Хочомская). Наиболее распространенными породами метаморфического комплекса фундамента являются пироксен-амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы, биотит-гранатовые, биотит-гиперстеновые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, биотитовые плагиограниты и гранитогнейсы. Реже встречаются мигматиты, кварциты и амфиболиты. Породы часто милонитизированы. Мощность нерасчлененных образований – более 120 м.

Структурно этот регион относится к Батомгскому блоку, слагающие породы которого сопоставлялись со становой и батомгской сериями и традиционно относились к архею [Натапов, 1993; Ян-жин-шин, 2003]. Однако, проведенные по керну Ивановской скважины исследования Nd-изотопных характеристик пород фундамента свидетельствуют в пользу их протерозойского возраста, и в последующих сводках этот блок рассматривался как протерозойский [Глебовицкий и др., 2008; Ковач и др., 2000; Розен и др., 2006; Smelov, Timofeev, 2007]. Глубина залегания кристаллического фундамента наименьшая у западной и юго-западной окраин листа и возрастает в восточном и северном направлениях до 6 км (перед фронтом Верхоянской складчато-надвиговой системы).

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

РИФЕЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

Рифейские отложения распространены в пределах восточной и юго-восточной частей территории листа. Наиболее полные разрезы наблюдаются в бассейнах р. Белая и Аллах-Юнь. Уникальный по полноте разрез рифея является опорным для всего юго-восточного обрамления Сибирской платформы. Установлены все три подразделения рифея, разделенные на несколько серий и ряд свит, нередко отделенных друг от друга региональными перерывами, иногда угловыми несогласиями. В то же время, хотя соотношения между различными свитами и сериями были установлены еще в конце 1970-х – начале 1980-х годов [Семихатов, Серебряков, 1983; Ян-жин-шин, 1983], широкое применение изотопно-геохронологических методов позволило существенно уточнить возрасты всех стратиграфических подразделений [Овчинникова и др., 2001; Семихатов и др., 2000, 2003; Rainbird et al., 1998; Khudoley et al., 2015].

НИЖНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Нижнерифейские отложения установлены как в Южно-Верхоянской, так и Восточно-Сибирской СФО и характеризуются уменьшением мощности в западном направлении.

Южно-Верхоянская СФО

Нижнерифейские отложения установлены в Кыллахской СФЗ и характеризуются ограниченным распространением, обнажаясь в среднем (Горностахская антиклиналь, Улахан-Бамский СР) и нижнем (Эбейке-Хаятинская и Кыллахская антиклинали, Юдомо-Эбейкехаятинский СР) течениях р. Белая. Отложения нижнего рифея представлены кыллахской, чагдалинской, билегиченской свитами в Юдомо-Эбейкехаятинском СР и пионерской, трехгорной, димской и белореченской свитами в Улахан-Бамском СР [Волкодав и др., 1978; Мехоношин и др., 1980ф; Коновалов и др., 2004ф; Семихатов, Серебряков, 1983].

Кыллахская СФЗ

Улахан-Бамский СР

Наиболее полный разрез нижнего рифея обнажен в ядре Горностахской антиклинали и объединен в хандинскую серию (RF_1hn), в составе которой выделены пионерская, трехгорная, димская и белореченская свиты (рис. 1).

Пионерская свита наиболее полно обнажена по руч. Пионер (приток руч. Светлый). Основание свиты не вскрыто. Нижняя ее часть (160 м) образована кварцевыми и полевошпат-кварцевыми серыми и светло-серыми мелко-

среднезернистыми песчаниками с прослоями слюдистых алевролитов. Характерны косая слоистость, симметричные знаки ряби, редкие трещины усыхания. Выше (45 м) чередуются мелкозернистые песчаники и алевролиты с единичными пластами (до 2,5 м) онколитовых и строматолитовых доломитов. В верхней части свиты (400–450 м) преобладают горизонтально- и волнисто-слоистые слюдистые алевролиты и аргиллиты, в тонких прослоях известковые с редкими пластами глинистых и алевроитистых известняков и возникающих за счет их разрушения известняковых брекчий. Алевролиты занимают до 70 % объема свиты. В верхней части свиты отмечен единичный прослой туфа кислого состава [Волкодав, Ян-жин-шин, 1980].

Видимая мощность отложений достигает 600–650 м.

Трехгорная свита выделена в 1958 г. Г. Г. Пименовым на территории листа в бассейне одноименного ручья (приток р. Белая). Свита согласно залегает на пионерской свите и может быть разделена на три части. Нижняя часть (150 м) представлена доломитами с характерной ярко-бурой поверхностью выветривания с редкими прослоями косослоистых песчаников и темно-серых алевролитов. Средняя часть свиты (250–300 м) образована чередованием пачек и прослоев песчанистых доломитов, алевролитов, аргиллитов и песчаников при преобладании доломитов. Характерны постепенные переходы от песчаников к доломитам и наличие пластов седиментационных щебенчатых брекчий доломитов. Верхняя часть трехгорной свиты (150–200 м) представлена светло-серыми и розовыми доломитами. Для всех доломитов трехгорной свиты характерны примеси песчаного материала и широкое распространение онколитовых доломитов.

Общая мощность трехгорной свиты составляет 600–650 м.

Содержания микроэлементов в породах трехгорной свиты находятся на уровне регионального фона.

Димская свита впервые выделена на территории листа по р. Белая в 1957 г. Г. Г. Пименовым, позднее ее состав был уточнен И. Г. Волкодавом и др. (1978 г.). Свита согласно залегает на доломитах трехгорной свиты и характеризуется широким распространением алевро-песчано-доломитовых ритмитов при наличии более мощных прослоев и пластов доломитов, песчаников и алевролитов. В средней части свиты (150–200 м) доминируют терригенные породы. Отмечаются вкрапления галенита и сфалерита. Окраска пород серая, темно-серая. В верхней части преобладают пласты строматолитовых и онколитовых доломитов.

Общая мощность свиты колеблется в пределах 850–950 м.

Белореченская свита выделена И. Г. Волкодавом и др. [1978 г.] из состава димской свиты главным образом из-за характерной пестроцветной окраски, неизвестной в других нижнерифейских отложениях. Нижняя часть белореченской свиты плохо обнажена; непосредственный ее контакт с димской свитой не наблюдался. В нижней пачке (400 м) преобладают сероцветные аргиллиты с тонкими прослоями доломитов, выше они переслаиваются с пластами строматолитовых доломитов и песчаников. Средняя пачка (250–300 м) образована переслаиванием красно-, зелено- и сероцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с пластами глинистых доломитов. В нижней части имеются пласты бордовых гравелитов. В верхней пачке (500–550 м) преобладают сероцветные

различной степени песчанистые и известковые строматолитовые доломиты, чередующиеся с алевролитами и песчаниками. В песчаниках отмечаются трещины усыхания, доломиты часто содержат линзы и прослой кремней.

Общая мощность белореченской свиты составляет 1250 м, а мощность хандинской серии составляет 3300–3500 м.

Раннерифейский возраст хандинской серии обосновывается наличием дайки долеритов с Sm-Nd изохронным возрастом 1339 ± 54 млн лет, прорывающей отложения белореченской свиты [Кропачев и др., 2000ф; Khudoley et al., 2007]. U-Pb возраст наиболее молодых обломочных цирконов в отложениях пионерской и белореченской свит составляет 1717 ± 32 и 1521 ± 31 млн лет соответственно, что указывает на нижний предел возможного возраста их осадконакопления [Khudoley et al., 2001; 2015].

Юдомо-Эбейкехятинский СР

В пределах Юдомо-Эбейкехятинского СР отложения нижнего рифея представлены преимущественно терригенными породами и расчленяются на кыллахскую, чагдалинскую и билегиченскую свиты объединенные (RF₇kl÷bl). Наиболее полный разрез вскрыт на хр. Эбейке-Хаята, краткая характеристика которого приведена ниже [Горбунов, 1979] (рис. 1).

Кыллахская свита сложена преимущественно полевошпат-кварцевыми и кварцевыми косослоистыми пестро- и сероцветными песчаниками с прослоями и пачками алевролитов и аргиллитов до 10 м мощностью. По всему разрезу свиты наблюдаются пласты и линзы (0,1–4 м) разногальчатых конгломератов и гравелитов, с хорошоокатанной галькой белого кварца, кварцитов и песчаников. По всему разрезу в песчаниках наблюдаются знаки ряби и трещины усыхания. Нижняя граница свиты тектоническая.

Видимая мощность достигает 800 м.

Чагдалинская свита с незначительным размывом или согласно сменяет по разрезу кыллахскую. Ее формируют преимущественно терригенные отложения, разделяемые на две пачки.

1. Песчаники красноцветные, зеленовато-серые мелко-, крупнозернистые полимиктовые, аркозовые, с линзами (до 0,3 м) мелкогальчатых конгломератов и прослоями (0,1–0,5 м) алевролитов зеленых и бордовых сланцевых. В основании и в средней части пачки залегают пласты мощностью от 4 до 17 м красноцветных строматолитовых доломитов. Мощность пачки – 170–200 м.

2. Песчаники полимиктовые мелко- и среднезернистые, зеленовато-серые плитчатые, с редкими прослоями алевролитов зеленовато-серых и бордовых сланцеватых. Мощность пачки – 80–100 м.

Мощность свиты – 250–300 м.

Билегиченская свита залегает на подстилающих породах с размывом. В нижней части разреза (100–150 м) она представлена светлыми, красными кварцевыми и аркозовыми песчаниками с линзами доломитов, а в верхней (240 м) ее составляют серые, иногда строматолитовые доломиты с подчиненными горизонтами кварцевых песчаников и пестрых кремней.

Общая мощность свиты составляет 400 м, мощность всего эбейкехатынского нижнерифейского разреза достигает 1500 м.

На Кыллахском хребте распознаются эти же свиты, но из-за сложной тектоники оценить изменчивость состава и мощностей не представляется возможным.

Корреляция разрезов Юдомо-Эбейкехатынского и Улахан-Бамского СР дискуссионна [Горбунов, 1979; Семихатов, Серебряков, 1983; Старников и др., 1995]. На основании сходства распределений U-Pb возрастов обломочных цирконов из образцов песчаников кыллахской и пионерской свит [Khudoley et al., 2015] и по положению в разрезе возраст кыллахской, чагдалинской и билегиченской свит определяется как ранний рифей, но более детальная корреляция с разрезами Горностахской антиклинали не представляется возможной.

Восточно-Сибирская СФО

На территории Восточно-Сибирской СФО отложения нижнего рифея присутствуют только в Учуро-Майской СФЗ, где были изучены по данным сейсмического профилирования и керну Мокуйской скважины (скв. 100) – единственной, вскрывшей весь разрез нижнего рифея. В Алдано-Становой СФЗ наличие нижнерифейских осадков точно не установлено, скорее всего, они не накапливались или были уничтожены более поздней рифейской или предъюдомской эрозией. В то же время, интерпретация данных сейсмических исследований допускает возможность локального появления нижнерифейских отложений и к западу от Хочомской скважины [Старосельцев, Шишкин, 2014].

Учуро-Майская СФЗ

В пределах Учуро-Майской СФЗ отложения нижнего рифея имеют преимущественно терригенный состав и объединены в учурскую серию (RF_{1uc}) (присутствует только на разрезе), состоящую в стратотипическом районе из гонамской, омахтинской и эннинской свит [Семихатов, Серебряков, 1983]. В разрезе Мокуйской скважины надежно установлены только гонамская и омахтинская свиты [Шишкин и др., 2010] (рис. 1).

Область распространения нижнерифейских отложений в Учуро-Майской СФЗ дискуссионна и зависит от принятой стратиграфической привязки сейсмических горизонтов – согласно интерпретации [Шишкин и др., 2010], нижнерифейские толщи прослеживаются от Мокуйской скважины на восток вплоть до Кыллахского и Нельканского надвигов, тогда как согласно [Оболкин и др., 2015], нижний рифей имеет локальное распространение в грабенообразном прогибе в центральной части которого расположена Мокуйская скважина.

Гонамская свита сложена пестро- и сероцветными песчаниками и алевролитами с прослоями в различной степени глинистых и песчанистых доломитов. Песчаники преимущественно кварцево-полевошпатового состава, косоволнистослоистые, с тонкими линзующимися прослойками аргиллитов и

алевритов. Доломиты чаще прослеживаются в нижней половине свиты. В нижней части свиты отмечены единичные слои с примесью вулканогенного материала [Давыдов и др., 1982]. Контакт с подстилающими отложениями не вскрыт.

Видимая мощность – около 780 м.

Омахтинская свита согласно перекрывает гонамскую свиту и представлена чередованием песчаников и алевролитов со строматолитовыми доломитами, в различной степени глинистыми и песчанистыми. Песчаники сероцветные, реже пестроцветные, по составу кварцевые и полевошпатово-кварцевые мелко-среднезернистые, нередко с доломитовым цементом. Доломиты слагают карбонатные пачки до 5 м мощностью.

Мощность свиты – 420 м, а всей учуйской серии – 1200 м.

Наличие *эннинской свиты* в разрезе Мокуйской скважины дискуссионно. С учетом сходства состава омехтинской и эннинской свит, разделить их с помощью геофизических исследований скважин не представляется возможным, и нельзя исключать, что верхняя часть омехтинской свиты здесь должна быть отнесена к эннинской свите. В то же время, эннинская свита могла быть полностью уничтожена более молодой эрозией.

Раннерифейский возраст отложений определен на основании их корреляции с нижнерифейской учурской серией стратотипического региона [Семихатов, Серебряков, 1983].

СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Слагающие средний рифей терригенно-карбонатные образования объединены в аимчанскую серию и керпыльскую подсерию майской серии, распространенные как в Южно-Верхоянской, так и Восточно-Сибирской СФО.

Южно-Верхоянская СФО

Кыллахская СФЗ

Юдомо-Эбейкехаятинский СР, Улахан-Бамский СР

Аимчанская серия (RF_2am) состоит из талынской и светлинской свит, выделенных в 1962 г. В. М. Базилевским, В. С. Потаной, В. А. Ян-жиншином в бассейне р. Белая (лист Р-53-XXIV). Хотя в пределах Кыллахской СФЗ породы серии изменяются по составу и мощности, корреляция разрозненных разрезов не вызывает сомнений и слагающие аимчанскую серию талынская и светлинская свиты выделяются по всему региону. Наиболее полный разрез аимчанской серии обнажен на восточном крыле Горностахской антиклинали [Семихатов, Серебряков, 1983; Мехоношин, 1980ф].

В пределах Горностахской антиклинали *талынская свита* с отчетливым угловым несогласием (до 20°) в основании залегает на разных горизонтах белореченской, димской и трехгорной свит. По составу породы свиты однообразны, преобладают серые кварцевые песчаники с редкими пластами и мало мощными пачками алевролитов и аргиллитов. В песчаниках широко развита косая слоистость, в верхней части свиты отмечаются трещины усыхания.

В средней части присутствует пачка вишнево-красных, реже зеленых аргиллитов и алевролитов до 20 м мощностью с пластами оолитовых магнетит-гематитовых руд и тонкополосчатых аргиллитов с тонкой вкрапленностью халькопирита и халькозина. В основании отмечены линзы песчаников, гравелитов, мелкогалечниковых кварцевых конгломератов (до 0,2–0,3 м), иногда крупные обломки доломитов. По ручьям Светлый, Мастах в базальных слоях присутствуют мелкие окатанные зерна хромита в оторочке фуксита.

Мощность свиты на восточном крыле Горностахской антиклинали по руч. Светлый составляет 250–300 м.

На западном крыле Горностахской антиклинали строение свиты и состав слагающих ее пород остаются неизменными, но мощность сокращается примерно до 150 м, а локально – и до 50 м [Семихатов, Серебряков, 1983; Ян-жин-шин, 1983]. На хр. Эбейке-Хаята угловое несогласие в основании талынской свиты не наблюдается, но неровная эрозионная поверхность и базальные мелкогалечные конгломераты с обломками доломитов подстилающей билегиченской свиты были установлены [Горбунов, 1979]. Здесь разрез талынской свиты становится еще более песчанистым, уменьшается роль алевролитов и аргиллитов, появляются песчаники аркозового и полимиктового состава. Широко развиты знаки ряби и косая слоистость.

Мощность свиты возрастает до 300 м.

Светлинская свита согласно залегает на талынской. Она имеет терригенно-карбонатный состав при преобладании строматолитовых доломитов. На восточном крыле Горностахской антиклинали в бассейне р. Светлый свита имеет трехчленное строение. Нижняя часть ее (100–110 м) сложена доломитами, в отдельных пластах, обогащенных алевролитовым материалом, средняя часть (100–110 м) представлена темно-серыми до черных алевролитами и аргиллитами с пластами и линзующимися телами доломитов, верхняя часть (120–125 м) состоит из доломитов [Семихатов, Серебряков, 1983]. Мощность свиты в этом разрезе – около 350 м, но из-за изменения амплитуды размыва в основании керпыльской подсерии мощность светлинской свиты на восточном крыле антиклинали варьирует от 150 до 450 м [Ян-жин-шин, 1983]. На хр. Эбейке-Хаята в средней части свиты аргиллиты и алевролиты замещаются полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, но свита легко узнается на местности благодаря характерному облику строматолитовых доломитов.

Мощность свиты составляет около 400 м, а мощность всей серии – 370–700 м.

Майская серия, керпыльская подсерия (RF_2Ar) в объеме среднего рифея включает бикскую, мускельскую, малгинскую и фирскую свиты, выделенные в 1962 г. В. М. Базиловским, В. С. Потаной, В. А. Ян-жин-шином в бассейне р. Белая (лист Р-53-XXIV). Наиболее полный разрез наблюдается на восточном крыле Горностахской антиклинали.

Бикская свита с размывом залегает на разных горизонтах светлинской свиты, подчеркиваемым неровной, с «карманами» границей и наличием базальной пачки (до 15 м), состоящей из конгломератов, гравелитов, несортированных песчаников. Отдельные слои конгломератов имеют мощность 2–5 м и сложены окатанными обломками доломитов, песчаников, кварца размером от 1 до 20 см. Нижняя часть свиты (180–190 м) представлена тонким чередованием алевролитов и, преимущественно, песчаников, нередко косослоистых.

Песчаники преимущественно сероцветные, в алевролитах встречаются и темно-вишневого цвета. В верхней части свиты (150–180 м) доминируют алевролиты с окраской от сиреневой до серо-зеленой, с трещинами усыхания и перекрестной косой слоистостью.

Мощность свиты составляет 330–370 м.

Песчаники и алевролиты имеют полевошпат-кварцевый состав с содержанием полевых шпатов 10–20 %. Редко присутствуют обломки микрокварцитов, алевролитов, аргиллитов.

Мускельская свита согласно сменяет бикские слои. Она объединяет две существенно отличные по составу толщи, картируемые обычно в качестве подсвит. Нижняя (80–120 м) сложена красноцветными известковыми аргиллитами и мергелями с редкими пластами глинистых известняков, верхняя (150–190 м) – темно-серыми и черными аргиллитами, алевролитами с редкими линзами известняков, песчанистых известняков и доломитов. В последних присутствуют вкрапленные скопления и прожилки галенита и сфалерита. На нескольких уровнях в разрезе стратона отмечены пленки малахита, бедная вкрапленность халькопирита, халькозина [Ян-жин-шин, 1983; Мехоношин, 1980ф]. В нижней части верхней подсвиты были обнаружены прослои туфов [Волкодав, Ян-жин-шин, 1980].

Мощность свиты составляет 230–310 м.

На западном крыле Горностахской антиклинали суммарная мощность бикской и мускельской свит не превышает 500 м, а состав их становится более песчанистым. На хр. Эбейке-Хаята бикская свита залегает на разных горизонтах аимчанской серии, но, по данным А. И. Горбунова (1979 г.), локально перекрывает билегиченскую свиту. Общая мощность бикской и мускельской свит достигает здесь примерно 600 м при увеличении роли тонкозернистых терригенных пород относительно песчаников.

Малгинская свита согласно залегает на мускельской и сложена главным образом известняками, мергелями с подчиненными слойками (до 5 см) аргиллитов с характерной пестрой окраской. На восточном крыле Горностахской антиклинали свита имеет трехчленное строение – нижняя часть (37–40 м) представлена тонкоплитчатыми серыми, розовыми и сиреневыми глинистыми известняками и мергелями, разделенными тонкими глинистыми прослоями, средняя (120–140 м) зеленовато-серыми и палевыми известняками, верхняя (200–230 м) темно-серыми до черных битуминозными известняками [Семихатов, Серебряков, 1983; Ян-жин-шин, 1983]. Для известняков типично широкое развитие водорослей с характерной слоистостью.

Мощность всей свиты оценивается в 360–410 м.

На западном крыле антиклинали при сохранении мощности и строения свиты нижняя часть ее становится заметно более красноцветной. Далее на запад, вдоль восточного склона хр. Эбейке-Хаята, мощность свиты сокращается до 250 м, сохраняя трехчленное строение свиты, но при увеличении роли красноцветов. На Кыллахском хребте (из-за его сложного тектонического строения) разрез свиты восстанавливается в значительной степени условно, его полная мощность не превышает 150–180 м, сокращается мощность битуминозных известняков (не более 50–60 м) и значительно проявлена долами-

тизация вплоть до появления в средней части разреза свиты пачки доломитов около 40 м мощностью [Семихатов, Серебряков, 1983].

Фирская свита имеет однообразный состав и сложена в основном светло-серыми массивными доломитами. Нижний контакт (с малгинской свитой) согласный и, как показали М. А. Семихатов и С. Н. Серебряков (1983 г.), диахронный и определяется степенью доломитизации пород малгинской свиты. Для доломитов характерно широкое распространение строматолитовых построек, в резко подчиненных количествах встречаются пачки в различной степени доломитизированных известняков, неправильной формы тела конседиментационных карбонатных брекчий и линзы серых кремней. На северном замыкании Горностахской антиклинали отмечаются железисто-карбонатные конкреции с высоким содержанием свинца и цинка [Ян-жин-шин, 1983]. В брекчиях установлено стратиформное флюоритовое оруденение [Коновалов и др., 2004].

Мощность свиты изменяется незакономерно. На восточном крыле Горностахской антиклинали в бассейне р. Белая она составляет 300–350 м, уменьшаясь до 200–240 м на ее южном замыкании и 150–170 м на ее западном крыле, но возрастая до 300–400 м на хребтах Эбейке-Хаята и Кыллахском. Мощность же всей подсерии изменяется в пределах 550–2090 м.

Среднерифейский возраст керпыльской подсерии основан на Pb-Pb изохронном возрасте 1043 ± 14 млн лет, полученном из разрезов малгинской свиты, из образцов известняков, отобранных на восточном и западном крыльях Горностахской антиклинали [Овчинникова и др., 2001]. На восточном крыле Горностахской антиклинали самые молодые обломочные цирконы из основания бикской свиты имеют U-Pb возраст 1120 ± 17 млн лет, что определяет нижний возрастной предел осадконакопления свиты [Khudoley et al., 2015]. Среднерифейский возраст аимчанской серии определяется ее положением в разрезе – выше пород хандинской серии, рассекаемых дайкой долеритов с возрастом 1339 ± 54 млн лет [Khudoley et al., 2001], но ниже пород бикской свиты.

Восточно-Сибирская СФО

На территории Восточно-Сибирской СФО отложения среднего рифея присутствуют только в Учуро-Майской СФЗ, где были изучены по данным сейсмического профилирования и керну Мокуйской скважины (скв. 100) – единственной, вскрывшей разрез среднего рифея. В Алдано-Становой СФЗ среднерифейские осадочные породы надежно не установлены и скорее всего не накапливались или были уничтожены более поздней рифейской или предъюдомской эрозией. В то же время, интерпретация данных сейсмических исследований допускает возможность локального появления среднерифейских отложений и к западу от Хочомской скважины [Старосельцев, Шишкин, 2014].

Учуро-Майская СФЗ

В пределах Учуро-Майской СФЗ отложения среднего рифея присутствуют в разрезе Мокуйской скважины и прослеживаются, по данным сейсмических

исследований, в восточном направлении вплоть до Кыллахского и Нельканского надвигов. Тем не менее, их стратиграфическая принадлежность дискуссионна: по мнению большинства исследователей, как и в расположенной на юго-восточной окраине Алданского щита Учурской впадине, здесь нижнерифейские толщи учурской серии перекрываются породами керпыльской подсерии, а отложения аимчанской серии отсутствуют [Давыдов и др., 1982; Семихатов, Серебряков 1983; Берзин и др., 2011; Оболкин и др., 2015]. В то же время, ряд исследователей считает, что в Мокуйской скважине присутствуют отложения аимчанской серии, а керпыльской подсерии отсутствуют [Шишкин и др., 2010]. С учетом установленного факта о том, что на хр. Эбейке-Хаята отложения керпыльской подсерии локально полностью срезают породы аимчанской серии и залегают на нижнерифейских толщах [Горбунов, 1979], нами принимается точка зрения об отсутствии аимчанской серии и в Мокуйской скважине.

Нижняя часть керпыльской подсерии (RF_2kr) представлена терригенной толщей мощностью около 470 м и разделяющейся на три части примерно равной мощностью каждая. В нижней части преобладают песчаники и алевролиты, средняя часть сложена алевролитами и песчаниками с прослоями и пачками аргиллитов, в верхней части преобладают алевролиты и аргиллиты. Разделение этой толщи на бикскую и мускельскую свиты не представляется возможным. Выше терригенной толщи залегают доломиты с редкими прослоями аргиллитов. Доломиты коррелируются с малгинской или малгинской и фирской свитами объединенными. Они несогласно перекрываются породами юдомской серии венда, и их незначительная мощность (около 130 м) объясняется интенсивной эрозией в предъюдомское время.

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

К верхнему рифею относятся терригенно-карбонатные образования верхней части майской серии (лахандинская подсерия), а также терригенные отложения улаханбамской, рябиновской, малосахаринской, кеатанской, джоронской и далындинской свит, объединяемые ранее в уйскую серию. Верхнерифейские отложения широко распространены в Южно-Верхоянской СФО и, локально, в Восточно-Сибирской СФО. В целом площадь распространения верхнерифейских толщ меньше, чем у среднерифейских из-за предъюдомского размыва.

Южно-Верхоянская СФО

Кыллахская СФЗ

Юдомо-Эбейкехаятинский СР, Улахан-Бамский СР

Майская серия, лахандинская подсерия (RF_3lh) сложена карбонатными и, в меньшем количестве, глинистыми породами, легко распознается по специфическому составу и строению. Подсерия состоит из вильской, эльдианской, саларской и гренской свит, выделенных в 1962 г. в бассейне р. Белая В. М. Базилевским, В. С. Потаной, В. А. Ян-жин-шином (лист Р-53-XXIV).

Наиболее полные разрезы подсерии находятся в самых восточных выходах: на восточном склоне Горностахской антиклинали и в Улаханбамской антиклинали. В последней разрез подсерии имеет следующее строение [Сухоруков, 1986].

Вильская свита согласно или с локальным размывом ложится на доломиты фирской свиты. Ее нижняя часть (50 м) представлена серыми, темно-серыми, иногда красными алевролитами, аргиллитами с пластами строматолитовых доломитов. Аргиллиты нередко содержат точечную вкрапленность лимонита, линзы сидерита, оолитовые выделения гётит-гидрогётитового состава. Верхняя часть свиты (130 м) сложена преимущественно сероцветными строматолитовыми доломитами с пластами известняков и редкими прослоями аргиллитов.

Мощность вильской свиты в Улаханбамской антиклинали составляет 180 м.

Эльдиканская свита согласно перекрывает вильскую и имеет двучленное строение. Нижняя часть (170 м) представлена темно-серыми, желто-зелеными и буроватыми алевролитами и аргиллитами с единичными пластами темно-серых известняков с линзами сидеритов (до 0,6 м) и единичными пластами бурых алевролитов, насыщенных глинисто-марказитовыми конкрециями. Верхняя часть свиты (160 м) сложена массивными строматолитовыми известняками, содержащими пласты черных слабобитуминозных разновидностей.

Мощность эльдиканской свиты составляет 330 м.

Саларская свита согласно залегает на эльдиканской, имеет терригенно-карбонатный состав и отчетливое трехчленное строение. В нижней части (около 95 м) распространены аргиллиты серые, зелено-серые с подчиненными прослоями алевролитов и пластом (до 20 м) строматолитового известняка. Отмечены линзы и стяжения лимонита, сидерита (до 0,2 м). Среднюю часть свиты (95 м) формируют темно-серые строматолитовые известняки, а в верхней части свиты (около 120 м) прослеживается грубое чередование (от 2 до 40 м) пачек пестроокрашенных аргиллитов, алевролитов и строматолитовых известняков.

Мощность саларской свиты составляет 310 м.

Гренская свита с размывом залегает на саларской свите, но амплитуду размыва оценить не представляется возможным. Сложена строматолитовыми известняками и доломитами с резко подчиненным количеством аргиллитов. В нижней части свиты мощностью около 20 м преобладают пестроокрашенные (бордовые, бурые, зеленые, серые) строматолитовые доломиты, в верхней (295 м) – темноцветные часто онколитовые известняки с прослоями строматолитовых доломитов. В основании иногда отмечается маломощный (до 0,5 м) горизонт осадочных брекчий.

Мощность гренской свиты составляет 315 м.

Полная мощность лахандинской подсерии в Улаханбамской антиклинали составляет 1135 м, локально возрастающая до 1250 м [Сухоруков, 1986]. Карбонатные породы лахандинской подсерии содержат небольшую (до 20%) примесь обломков кварца, полевого шпата. Алевролиты имеют преимущественно кварцевый состав с незначительным (5–10%) содержанием обломков полевых шпатов.

На восточном крыле Горностахской антиклинали лахандинская подсерия сохраняет строение и мощность около 1100 м [Семихатов, Серебряков, 1983;

Мехоношин и др., 1980ф]. На западном крыле Горностахской антиклинали мощность подсерии сокращается до 800–850 м, а в гренской свите заметно возрастает роль доломитов. Далее на запад и юго-запад возрастает роль аргиллитов и алевролитов. В западном направлении разрезы лахандинской подсерии постепенно срезаются несогласием в основании юдомской серии, что затрудняет оценку изменения ее мощности.

По данным спектрального анализа, породы подсерии характеризуются повышенными содержаниями Cu (для аргиллитов в 2 раза, известняков в 15 раз больше кларка). В 2–3 раза превышают кларк концентрации Ti, Ni, Cr, V, Mn.

Возраст лахандинской подсерии был определен Pb-Pb изохронным методом как 1025 ± 40 млн лет по образцам известняков, отобранных из нижней и средней частей подсерии на восточном крыле Горностахской антиклинали и к югу от рассматриваемой территории на р. Мая [Семихатов и др., 2000]. В бассейне р. Сахара терригенные породы вышележащей улаханбамской свиты содержат силл долеритов, возраст которого был определен U-Pb методом по бадделеиту 1005 ± 4 млн лет [Rainbird et al., 1998]. Эти датировки ограничивают возраст осадконакопления лахандинской подсерии.

Лакандинская подсерия перекрывается толщей терригенных пород, которая была объединена С. В. Нужновым и В. А. Ярмолюком (1959 г.) в Юдомо-Майском междуречье как уйская серия (рис. 2). Уйская серия широко развита в юго-восточной части листа Р-53, в Южно-Верхоянской СФО. Наиболее полный разрез обнажается в крайней восточной структуре Кыллахской СФЗ – Улаханбамской антиклинали, в пределах одноименного с ней горного хребта.

Зафиксированные в составе уйской серии два регионально проявленных несогласия в подошве рябиновской и джоронской свит стали основанием для упразднения уйской серии как таковой (Стратиграфический Кодекс, 3-е издание, гл. 5, ст. V.8). В течение последних 20 лет авторами предлагались различные варианты расчленения данной части рифейского разреза, в том числе В. И. Сухоруков (2003 г.) возводит уйскую серию в ранг одноименного комплекса, в составе которого выделяет улаханбамскую, ытыгскую и сахаринскую серии, разделенные региональными несогласиями, однако, во избежание путаницы, приято разделение данного интервала разреза на уже знакомые исследователям свиты: улаханбамскую, рябиновскую, малосахаринскую, кеатанскую, джоронскую и далындинскую. На карте в связи с малой площадью выхода показаны отдельно улаханбамская свита и объединенные рябиновская, малосахаринская, кеатанская, джоронская и далындинская свиты.

Малосахаринская, джоронская и далындинская свиты выделены И. Г. Волкодавом, А. И. Старниковым и В. А. Ян-жин-шином (1978 г.), а улаханбамская, рябиновская и кеатанская свиты – В. И. Сухоруковым (1986, 2003 гг.). Наиболее полные разрезы всех свит, описание которых приводится ниже, выделены на хр. Улахан-Бам на юго-востоке территории листа Р-53 или же на его продолжении в южном направлении [Сухоруков 1986, 2003].

Улаханбамская свита (RF_{3ub}) согласно залегает на карбонатных породах гренской свиты и подразделяется на две подсвиты, образующие два крупных регрессивных ритма (рис. 2). В пределах каждого из этих ритмов выделяются регрессивные ритмы более высокого порядка, сложенные в по-

дошве пачками алевролит-аргиллитового состава, ближе к кровле – преимущественно песчаниками.

Нижняя подсвита представлена тремя ритмами регрессивного строения, в которых вверх по разрезу увеличивается роль песчаников как в пределах ритмов, так и по подсвите в целом. Нижний ритм (260 м) сложен тонкочередующимися темно-серыми и зеленовато-серыми аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками при преобладании тонкозернистых разностей. В среднем ритме (365 м) наблюдается переслаивание преимущественно сероцветных полевошпат-кварцевых песчаников с алевролитами и, реже, аргиллитами. Верхний ритм (345 м) образован преимущественно светлоокрашенными кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками с редкими пластами песчаных доломитов и прослоями черных аргиллитов и алевролитов.

Верхняя подсвита согласно залегает на нижней и повторяет ее строение, образуя два регрессивных ритма, также с преобладанием песчаников вверх по разрезу как в пределах ритмов, так и по подсвите в целом. Нижний ритм (310 м) представлен тонким, часто линзовидным переслаиванием стальнo-серых, темно-серых алевролитов и аргиллитов, а верхний ритм (150 м) – тонкопереслаивающимися песчаниками, преимущественно кварцевыми и кварц-полевошпатовыми светло-зелеными и желтоватыми с подчиненным количеством алевролитов.

Полная мощность улаханбамской свиты на западном склоне хр. Улахан-Бам составляет 1430 м, сокращаясь к северному окончанию хребта до 1200 м [Сухоруков, 1986].

Для пород свиты характерно преобладание тонкой параллельной и волнистой слоистости, хотя отмечаются и косослоистые песчаники. Локально наблюдаются знаки ряби и трещины усыхания. Обломочные породы в разрезе свиты имеют кварцевый или полевошпат-кварцевый состав. В последних отмечены обломки полевого шпата (до 15–20 %), редко алевролитов, аргиллитов, доломитов. Спорадически присутствуют полимиктовые песчаники, в которых, кроме кварца и полевых шпатов, встречены обломки (до 10 %) аргиллитов, алевролитов, интенсивно хлоритизированных основных эффузивов (1–2 %). Породы характеризуются устойчивыми, близкими к кларковым, содержаниями Mo, Sn, Co, Mn; в аргиллитах отмечены повышенные значения Zn (до 0,0238 %).

В западном направлении двучленное деление свиты в целом сохраняется, но корреляция на уровне ритмопачек становится невозможной (рис. 2). Мощность свиты убывает как в северном, так и западном направлениях. Так, в наиболее полных разрезах на восточном крыле Горностахской антиклинали мощность свиты не превышает 640 м [Мехоношин, 1980ф], хотя корреляция разрезов Горностахской антиклинали и хр. Улахан-Бам неоднозначна. В западном направлении от хр. Улахан-Бам мощность улаханбамской свиты уменьшается примерно до 900–1000 м висячем крыле Нельканского надвига [Сухоруков, 1986]. На значительной части Кыллахской СФЗ улаханбамская свита уничтожена предбюдомским размывом.

Рябиновская, малосахаринская, кеатанская, джоронская и далындинская свиты объединенные ($RF_3rb÷dl$) включают в себя терригенный интервал разреза с покровами базальтов в нижней

части. Наиболее полные разрезы этих свит обнажены на хр. Улахан-Бам [Сухоруков, 1986, 2003] (рис. 2).

Рябиновская свита залегает на подстилающих отложениях улаханбамской свиты с разрывом, амплитуда которого достигает 100 м, но без углового несогласия [Сухоруков 1986]. В основании свиты локально присутствуют конгломераты мощностью до 1 м, с галькой кварцевых песчаников, аналогичных наблюдавшимся в подстилающей верхней подсвите улаханбамской свиты. Породы рябиновской свиты представлены пластами ритмично чередующихся зеленовато-серых слюдистых аргиллитов, алевролитов и песчаников, варьирующих по составу от кварцевых до полимиктовых, и покровами вулканических пород, среди которых доминируют базальты, но отмечаются также андезибазальты и андезиты (табл. 1). Терригенные породы нередко формируют ритмы мощностью в десятки сантиметров со строением, характеризующим редуцированные циклы Боума. По всему разрезу свиты наблюдаются покровы вулканических пород, преимущественно базальтов, число которых доходит до 20–25, а общая мощность до 320 м. Ранее они были объединены И. Г. Волкодавом (1984 г.) в сахаринский вулканический комплекс, но в настоящее время рассматриваются как составляющие вулканогенно-осадочных свит. Мощность рябиновской свиты, включая вулканические покровы, составляет 770 м.

Малосахаринская свита согласно залегает на отложениях рябиновской свиты и представлена ритмичным переслаиванием темно-зеленых, серо-зеленых граувакковых, полимиктовых, реже кварц-полевошпатовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Преобладают, особенно в нижней части свиты, плохосортированные граувакковые песчаники. Широко развиты ритмы с редуцированными циклами Боума. В составе свиты к югу от р. Аллах-Юнь насчитывается до 7 покровов базальтов мощностью от 0,5 до 20 м, с суммарной мощностью до 80 м, приуроченных главным образом к низам разреза. Полная мощность свиты достигает 900 м.

Среди вулканических пород, развитых в рябиновской и малосахаринской свитах, доминируют базальты, хотя в резко подчиненных количествах встречаются андезибазальты и андезиты (табл. 1). Базальты представляют собой темно-зеленые, зелено-серые до черного породы с миндалекаменной, пористой, пузырчатой текстурой и мелкозернистой офитовой, пойкилоофитовой структурами. Миндалины слагают до 8–15% объема породы и выполнены кальцитом, хлоритом в агрегате с халцедоновидным кварцем, эпидотом. Главными породообразующими минералами базальтов являются плагиоклаз (андезин, олигоклаз–андезин) – 45–55%, моноклинный пироксен (авгит–диопсид) – 30–35%, кварц (до 5–7%); отмечены единичные зерна оливина, замещенные серпентином. Из рудных минералов наиболее распространен ильменит (до 7–8%); из вторичных устанавливается серицит, соссюрит, развивающиеся по плагиоклазу, хлорит, уралит, эпидот и биотит – по темноцветным минералам. По рудным минералам формируются лейкоксен, сфен. В интерстициях зерен широко развиты выделения хлоритизированного вулканического стекла, новообразования эпидота, серицита, рутила, минералов группы эпидот–клиноцоизит. Химический и микроэлементный составы вулканических пород приведены в табл. 1. Для них характерны пониженные содержания кремнекислоты 1,5–1,9% TiO_2 и четкая натриевая специализация.

Таблица 1

Химический состав базальтов и андезитов рябиновской свиты

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	49,1	47,1	48,1	49,6	48,7	49,7	59,4	54,1
TiO ₂	1,6	2,2	2,09	1,64	2,25	2,22	1,26	2,97
Al ₂ O ₃	13,7	12,5	12,4	13,3	12,6	14	15,4	13,8
Fe ₂ O ₃	4,46	2,51	4,79	3,72	6,07	1,91	2,45	3,53
FeO	9,36	10,8	10,9	10,4	10,2	8,79	6,77	10,8
MnO	0,22	0,31	0,25	0,23	0,25	0,28	0,11	0,15
MgO	5,23	8,47	6,04	5,34	4,97	7,53	3,23	3,19
CaO	9,28	8,34	8,33	9,3	7,37	7,22	2,21	3,25
Na ₂ O	2,02	3,36	2,5	2,37	3,22	4,6	4,86	3,41
K ₂ O	1,55	0,37	0,61	0,69	0,89	0,11	0,67	0,38
P ₂ O ₅	0,15	0,17	0,18	0,14	0,18	0,15	0,12	0,42
ппп	3,35	3,93	3,79	3,40	3,33	3,49	3,52	4,35
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100
V	370	340	400	390	510	360	190	68
Co	43,5	55,1	57,3	46,3	н/о	45,7		
Ni	44,6	82,1	93,7	45,6		81,1		
Rb	43,6	9,39	16,1	18,9		<2		
Sr	199	105	181	192		163		
Y	31,1	28,9	37,8	31,9		29,6		
Zr	95,5	100	134	99,8		102		
Nb	9,66	8,36	12,3	9,16		6,29		
Cs	7,6	0,42	1,24	1,12		0,22		
Ba	360	68	93	190	130	50	150	80
La	11,2	5,56	14,9	11,8		4,45		
Ce	24,3	14,3	32,8	25,5		12,7		
Pr	3,27	2,17	4,36	3,35		2,09		
Nd	15,3	11,7	19,6	15,4		11,5		
Sm	3,92	3,8	4,99	4,1		3,79		
Eu	1,31	0,92	1,54	1,45		1,4		
Gd	4,57	4,83	5,92	5,07		5,09		
Tb	0,84	0,84	0,98	0,84		0,88		
Dy	5,38	5,35	6,41	5,45		5,43		
Ho	1,13	1,08	1,32	1,18		1,14		
Er	3,39	3,2	4,02	3,36		3,12		
Tm	0,48	0,44	0,57	0,5		0,46		
Yb	3,2	2,79	3,76	3,27		2,91		
Lu	0,47	0,42	0,61	0,49		0,47		
Hf	2,85	2,82	4	2,87		3,02		
Ta	0,54	0,4	0,78	0,57		0,39		
Th	2,01	0,41	2,77	2,17		0,32		
U	0,51	0,14	0,71	0,55		0,12		
Pb	3,35	1,65	3,45	3,23		1,7		
Sc	41,9	44,6	42,3	44,9		46,1		

1–6 – базальты; 7–8 – андезиты. 1–8 – Хребет Улахан-Бам, р. Аллах-Юнь. Авторские данные, 2016 г.

Кеатанская свита согласно сменяет в разрезе малосахаринскую и имеет с ней общие площади распространения. Свита образована монотонными ритмитами (0,1–0,5 м) темно-серых песчанистых и слюдистых алевролитов, волнисто- и линзовиднослоистых темно-серых до черных аргиллитов и песчаников алевроитистых полевошпат-кварцевых, реже существенно кварцевых зеленовато-серых, серых и темно-серых.

Мощность свиты достигает 250–300 м.

Петрографическая характеристика рябиновской, малосахаринской и кеатанской свит. Граувакковые песчаники, свойственные малосахаринской свите, отличаются слабой окатанностью и плохой сортировкой обломочного материала как по размеру (от 0,15 до 2–7 мм), так и по составу. Обломочная часть (60–85 % объема породы) состоит преимущественно из обломков местных пород: алевролитов (20–35 % всех обломков), слюдистых алевролитов и аргиллитов (10–12 %), магматических пород основного состава (5–22 %), кварцевых песчаников (7–13 %). От 20 до 55 % всех обломков составляет кварц, включая микропегматит. Полевые шпаты составляют не более 15 % всех обломков. Широко развит хлорит. Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином, монацитом и апатитом. Полимиктовые песчаники сложены полуокатанными и угловыми обломками (0,1–0,5 мм) кварца (30–45 %), полевых шпатов (5–12 %), обломками осадочных, метаморфических (25–45 %), а также изверженных основного состава (5–10 %) пород. В более грубозернистых разностях до 80 % обломков представлены алевролитами. Существенно кварцевые песчаники, распространенные во всех трех свитах, на 75–95 % состоят из обломков кварца с примесью полевых шпатов (2–3 %), обломков терригенных пород (до 5 %) и более редких диабазов, опала, халцедона. Среди акцессориев установлены циркон, турмалин, апатит, сфен, бруксит. Во всех типах песчаников цемент пленочно-поровый, сложен алевролитовыми обломками кварца с примесью серицита, хлорита, гидромусковита, реже эпидота и карбоната. Алевролиты по составу аналогичны песчаникам.

Джоронская свита залегает на породах кеатанской свиты с локальным несогласием в основании. Представлена преимущественно светло-серыми, зеленоватыми кварц-полевошпатовыми и кварцевыми песчаниками, ритмично переслаивающимися с алевролитами. В песчаниках преобладает волнистая и неотчетливая косая слоистость.

Мощность свиты в Улаханбамской антиклинали составляет 400–500 м.

Повышенными содержаниями элементов-примесей характеризуются аргиллиты и алевролиты далындинской свиты, в которых в количествах в 2–5 раз, превышающих региональный фон установлены Cu (0,006 %), Zn (0,01 %), Co (0,001 %), Ni (0,003 %), Mn (0,04 %), Ga (0,003 %).

Далындинская свита распространена там же, где и джоронская, и имеет с последней согласную границу. Сложена тонким (первые сантиметры) ритмичным переслаиванием темно-серых, серых, зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов при резко подчиненной роли кварц-полевошпатовых и полимиктовых песчаников. В тонких ритмах иногда распознается градационная слоистость.

В Улаханбамской антиклинали максимальная мощность свиты оценивается в 400–500 м, но к западу от него в бассейне р. Юдома описаны разрезы свиты мощностью до 930 м [Сухоруков, 1986].

Мощности терригенного комплекса, представленного объединенными рябиновской, малосахаринской, кеатанской, джоронской и далындинской свитами в значительной степени определяются интенсивностью предъюдомского размыва, срезающего в западном направлении отложения всех перечисленных выше свит (рис. 2). По-видимому, влияют и предрябиновский и предджоронский размывы, хотя их амплитуда неясна. Наконец, в западном направлении происходят существенные фациальные изменения – исчезают покровы базальтов и синхронные им силлы, состав песчаников становится существенно более кварцевым, а относительный объем песчаников убывает и во всех разрезах начинают преобладать тонкозернистые терригенные породы.

Все это делает весьма неоднозначной корреляцию разрезов даже в соседних антиклиналях [Семихатов, Серебряков, 1983]. Тем не менее, общая мощность перечисленных выше свит уменьшается в западном направлении довольно быстро: если на хр. Улахан-Бам их общая мощность составляет около 2900 м, то в висячем крыле Акринского надвига – около 2100 м, а в висячем крыле Нельканского надвига – не более 800 м [Сухоруков, 1986] (рис. 2).

В разрезах хр. Улахан-Бам в породах выше улаханбамской свиты В. Г. Пятилетовым был определен верхнерифейский комплекс акритарх [Сухоруков, 1986]. Более точное определение возраста делается на основании изотопно-геохронологического датирования. Так, отложения нижней подсвиты улаханбамской свиты прорваны силлом долеритов с возрастом 1005 ± 4 млн лет [Rainbird et al., 1998], а U-Pb конкордантный возраст, рассчитанный по 15 зернам самых молодых цирконов, составляет 1065 ± 11 млн лет [Khudoley et al., 2015]. В далындинской свите средневзвешенный U-Pb возраст, рассчитанный по 7 наиболее молодым зернам, составляет 955 ± 32 млн лет [Khudoley et al., 2015].

Восточно-Сибирская СФО

На территории Восточно-Сибирской СФО отложения лахандинской подсерии и перекрывающих ее терригенных толщ верхнего рифея локально присутствуют только в Учуро-Майской СФЗ, где были изучены по данным сейсмического профилирования и керну скв. Усть-Майская 366, вскрывшей разрез верхнего рифея. В Алдано-Становой СФЗ, как и на большей части Учуро-Майской СФЗ, отложения лахандинской подсерии и перекрывающие терригенные толщи были уничтожены предъюдомской эрозией.

Скв. Усть-Майская 366 вскрыла разрез, коррелируемый с гренской свитой, мощностью 300 м и саларской свитой мощностью 315 м, причем подошва саларской свиты вскрыта не была [Соболев и др., 2017]. Выявленная в пределах Кыллахской СФЗ тенденция к увеличению в западном направлении роли терригенного материала сохраняется. Аналоги гренской свиты представлены известняками с прослоями и стяжениями доломитов и известняков с ангидритами, а в нижней части появляются строматолитовые известняки с прослоями

кварц-полевошпатовых песчаников и алевролитов. Аналоги саларской свиты представлены чередованием мощных пачек известняков и в различной степени известковых алевролитов при преобладании последних. Верхние 85 м представлены преимущественно аргиллитами с пачками глинистых известняков и доломитов.

Аналоги улаханбамской свиты, вскрытые скв. Усть-Майская 366, имеют мощность 1100 м и представлены главным образом песчаниками, алевропесчаниками и алевролитами при преобладании тонкозернистых разностей [Соболев и др., 2017] (рис. 2). В меньшей степени распространены аргиллиты. Наблюдается как тонкое переслаивание терригенных пород, так и пачек мощностью от 1 до 10 м. В нижней части присутствуют редкие пачки до 20 м мощности песчанистых известняков и доломитов. Аналоги улаханбамской свиты перекрывает толща тонкогоризонтально- и волнистослоистых аргиллитов мощностью 250 м, на которой несогласно залегают отложения юдомской серии.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА И ВЕНД – НИЖНИЙ КЕМБРИЙ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Отложения венда и нерасчлененные отложения венда – нижнего кембрия представлены терригенными и преимущественно карбонатными отложениями юдомской серии и коррелируемыми с ней стратиграфическими подразделениями и широко распространены как в Южно-Верхоянской СФО, так и Восточно-Сибирской СФО, где они были вскрыты серией скважин. Они повсеместно залегают на подстилающих породах с несогласием и образуют единый седиментационный цикл с вышележащими породами кембрийского возраста.

Южно-Верхоянская СФО

Сетте-Дабанская СФЗ

Томпо-Юдомский СР

Вендский разрез образован начарской, яланской, малской и токурской свитами, выделенными в 1962 г. в бассейне р. Белая В. А. Ян-жин-шином. В пределах Томпо-Юдомского СР они отличаются узкими по ширине выходами, вследствие чего все четыре свиты на карте объединены.

Начарская, яланская, малская, токурская свиты объединенные ($V_{1n\check{c}÷tk}$) имеют ограниченное распространение только на восточном крыле Горностахской антиклинали и в висячем крыле Окраинного надвига и характеризуются постоянством состава и строения. Наиболее полные разрезы свит выделены в бассейне р. Белая на восточном крыле Горностахской антиклинали.

Начарская свита несогласно залегает на разных горизонтах верхнего рифея – от малосахаринской до фирской свиты. Свита имеет грубообломочный терригенный состав и образована плохо сортированными кварц-полевошпатовыми песчаниками с мелкогалечными конгломератами в основании, прослоями алевролитов, редко песчанистых доломитов.

Максимальная мощность свиты достигает 150–180 м (р. Белая), но варьирует в широких пределах, локально уменьшаясь до 10 м.

В составе обломочной фракции песчаников, кроме кварца, большое количество микроклина, ортоклаза, кислого плагиоклаза, отмечены зерна хромшпинелидов.

Яланская свита перекрывает начарскую свиту без видимого несогласия. Свита имеет существенно карбонатный состав и представлена серыми и темно-серыми известняками с подчиненными пластами (3–5 м) белых доломитов, единичными прослоями темных аргиллитов и линзами черных кремней.

Мощность свиты достигает 120–160 м.

Малская свита согласно залегает на яланской и сложена бордово-красными аргиллитами с прослоями (0,2–0,3 м) зеленых аргиллитов и светло-серых и зеленовато-серых пелитоморфных доломитов, содержащих неравномерную тонкую вкрапленность сульфидов меди.

Мощность свиты колеблется от 20 до 120 м.

Токурская свита согласно залегает на малской и сложена в основном светло-серыми массивными доломитами с пластом серых битуминозных известняков в основании и пачкой белых песчанистых косослоистых доломитов в кровле.

Мощность свиты – 150–200 м. Общая мощность объединенных свит – 300–610 м.

Содержание большинства элементов-примесей в отложениях нижнего венда Томпо-Юдомского типа разреза соответствуют уровню фоновых или ниже фона. И лишь в доломитах малской свиты устанавливаются повышенные содержания меди (до 0,2 %), цинка (до 0,5 %) и свинца (до 0,1 %).

Нерасчлененные отложения венда – нижнего кембрия представлены сытыгинской свитой (V_2-C_{st}), залегающей на доломитах токурской свиты с размывом в основании. Выделена в 1959 г. Т. С. Кирусенко в бассейне р. Сытыги. Свита характеризуется терригенно-карбонатным составом и двучленным строением. В основании нижней подсвиты выделяется пачка кварцевых, полевошпат-кварцевых песчаников (25 м), иногда с линзами гравелитов, выше которых залегает пачка темно-серых аргиллитов, переслаивающихся алевролитами от серых до зеленовато-серых и значительно более редкими слоями и пачками кварц-полевошпатовых песчаников и песчанистых доломитов (200 м). Завершают разрез подсвиты известковые, в различной степени песчанистые доломиты с прослоями алевролитов (60 м). Верхняя подсвита также начинается с пачки кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников (20 м), выше которой залегает пачка серых и зеленовато-серых аргиллитов, алевролитов и глинистых доломитов, среди которых отмечается пласт темно-серых битуминозных известняков (250 м). Внутри этой пачки встречаются прослои окремненных аргиллитов зеленого и темно-вишневого цветов.

Мощность сытыгинской свиты в наиболее мощных разрезах достигает 555 м, убывая до 150–200 м.

В породах свиты определен комплекс микрофитоцитов *Vesicularites* ex gr. *reticulatus* Nar., *V. ex gr. simplaris* Yaksh., *Osagia corticosa* Nar., *Volvatella ex gr. zonalis* Nar., характерных для венда Сибири [Горлова и др., 2005ф].

В самых верхних слоях сытыгинской свиты обнаружены остатки фауны, позволяющие отнести их уже к базальным горизонтам кембрия [Семихатов, Серебряков, 1983; Гогин и др., 1978а; Горлова и др., 2005ф] предлагают выделять кембрийскую часть разреза сытыгинской свиты в самостоятельное подразделение – суордахскую толщу, что представляется обоснованным при картировании в более крупном масштабе.

Песчаники и гравелиты сытыгинской свиты имеют преимущественно кварцевый или полевошпат-кварцевый состав. Из полевых шпатов установлены микроклин, андезин, ортоклаз. Присутствуют обломки кварцитов и кремнисто-гематитовой породы, акцессорные циркон, сфен, рутил, турмалин.

Северо-Кыллахский СР

Юдомская серия (*Vjud*) объединяет юкандинскую и сарданинскую свиты, впервые выделенные А. В. Мезенцевым и др. (1978 г.) в бассейне рек Аллах-Юнь и Юдома.

Юкандинская свита с географическим несогласием залегает на разных горизонтах рифея от далындинской до улаханбамской свит. Свита имеет карбонатный состав и отчетливое двучленное строение. Нижняя ее часть (80–110 м) образована темно-серыми и серыми слабобитуминозными глинистыми известняками с многочисленными линзами черных кремней и пластом серых кремнистых доломитов в основании. В подошве свиты имеется маломощный (0,1–0,2 м) пласт разнозернистых кварцевых песчаников и гравелитов, а в средней части – пласт (10–15 м) тонкослоистых пестроокрашенных аргиллитов. Верхняя часть свиты (100–120 м) представлена светло-серыми и серыми массивными доломитами с линзами черных кремней, реже слабобитуминозными серыми известняками.

Мощность свиты в наиболее полных разрезах достигает 150–200 м, но в западном направлении уменьшается до 0 из-за предсарданинского размыва.

Гравийные песчаники основания свиты сложены кварцем (80%), плагиоклазом (10–15%), калиевым полевым шпатом (1–2%) и обломками пород (5–10%). Из аксессуаров установлены апатит, рутил, гематит, лейкоксен.

Сарданинская свита залегает на разных горизонтах юкандинской свиты со стратиграфическим несогласием или же перекрывает различные горизонты рифея вплоть до фирской свиты. Выделяются две подсвиты. В основании подсвиты располагаются светлые разнозернистые кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники (80–120 м), выше следуют зеленые и вишневые силициты (5–10 м), темно-серые алевролиты (55–70 м), светло-серые глинистые доломиты и известняки (20–40 м). Общая мощность подсвиты составляет 160–240 м.

Верхняя подсвита (20–60 м) образована светлыми доломитами, известняками и кремнистыми известняками, содержащими стяжения и линзы кремней, иногда с прослоями черных битуминозных и пятнисто-полосчатых известняков.

Общая мощность сарданинской свиты на изученной территории достигает 300 м, а всей юдомской серии – 230–550 м.

По данным [Семихатов, Серебряков, 1983], обломки раннекембрийской фауны присутствуют в кровле сарданинской свиты, но, согласно [Ян-жин-шин, 2003], возраст сарданинской свиты ограничивается вендом. Возраст карбонатной толщи сарданинской свиты в бассейне р. Юдома непосредственно к югу от листа Р-53 был определен Рb-Рb изохронным методом как 553 ± 23 млн лет [Семихатов и др., 2003].

Восточно-Сибирская СФО

Алданская СФЗ

На Сибирской платформе в составе вендских и нерасчлененных вендско-нижекембрийских отложений традиционно выделяются аимская и несогласно перекрывающая ее устьюдомская свиты [Семихатов, Серебряков, 1983]. В пределах Восточно-Сибирской СФО они присутствуют только в Алданской СФЗ, причем, судя по разрезам скважин Мокуйская и Усть-Майская 366, представлены только верхней частью разреза – устьюдомской свитой [Соболев и др. 2017; Шишкин и др., 2010]. Устьюдомская свита несогласно залегает как на различных горизонтах рифея, так и на кристаллическом фундаменте. Согласно имеющимся палеогеографическим и палеофаціальным реконструкциям, отложения устьюдомской свиты и ее аналогов накапливались по всей территории листа Р-53 и за его пределами на значительной части Сибирской платформы [Прокопьев и др. 2001; Мельников и др., 2005]. Локальное отсутствие этих отложений обусловлено последующими размывами, происходившими на этой территории начиная с палеозоя.

Устьюдомская свита (V_2 -Є₁ju) вскрыта в скважинах Мокуйская, Усть-Майская 366 и Хочомская. В Мокуйской скважине в основании свиты залегает пачка (4 м) песчаников с линзами кварцевых гравелитов и прослоями алевролитов и аргиллитов. Она перекрывается пачкой (33 м) в различной степени глинистых доломитов. Перекрывающая их пачка (174 м) сложена преимущественно сероцветными доломитами, в нижней части – темноцветными глинистыми доломитами с прослоями доломитовых мергелей, реже темно-серых битуминозных известняков [Шишкин и др., 2010].

Мощность устьюдомской свиты в Мокуйской скважине составляет 211 м, возрастая в Усть-Майской 366 до 289 м. В северном направлении мощность устьюдомской свиты убывает и в Хочомской скважине, составляя около 80 м [Прокопьев и др., 2001; Старников и др., 1995; Старосельцев, Шишкин, 2014].

Основной стратиграфический объем устьюдомской свиты отнесен к немакит-далдынскому горизонту верхнего венда, однако в самых верхних слоях свиты в стратотипической местности томмотского яруса распространены моллюски *Aldanella attleborensis* (Shaler et Foerste), *Barskovia* sp., хиолительминты, хиолиты и неопределимые обломки археоциат *Protohertzina unguiformis* Missarzhevsky, *Cambrotubulus decurvatus* Missarzhevsky, *Anabarites trisulcatus* Missarzhevsky, *A. tripartitus* Missarzhevsky, *Tiksitheca lalis* Missarzhevsky, *Longiochrea rugosa* Valkov et Sysoiev [Позанов и др., 1992; Ярусное расчленение ..., 1984]. Эта часть свиты отвечает нижней части *суннагинского* горизонта томмотского яруса нижнего кембрия.

К югу от листа Р-53 аймская свита несогласно залегает на Ингилийском плутоне, U-Pb возраст которого по циркону определен как 654 ± 7 млн лет [Ярмолюк и др., 2005].

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские отложения развиты на большей части территории листа и отличаются фациальной неоднородностью. Они представлены широким спектром терригенных, терригенно- и глинисто-карбонатных и карбонатных разностей, в отдельных интервалах кремненных и битуминозных. Их общая мощность увеличивается в восточном направлении, составляя от 800 м на закрытых территориях восточной окраины Сибирской платформы до более чем 2500 м в пределах Сетте-Дабана – внешней зоны Верхоянского складчато-надвигового пояса [Прокопьев и др., 2001; Старников и др., 1995; Соболев и др., 2017]. Область распространения кембрийских отложений близка к таковой для отложений венда, и они прослеживаются как в Южно-Верхоянской СФО, так и Восточно-Сибирской СФО.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Южно-Верхоянская СФО

Сетте-Дабанская СФЗ

Томпо-Юдомский СР

Акринская свита (Є_{1-2ak}) выделена в 1959 г. Т. С. Кирусенко по р. Акре (приток р. Аллах-Юнь). Отложения акринской свиты согласно залегают на породах сытыгинской свиты и имеют трехчленное строение. Нижняя часть свиты представлена темно-серыми до черных аргиллитами с редкими прослоями алевролитов и глинистых известняков, средняя часть состоит из черных кремнистых аргиллитов, в верхней части, составляющей по мощности примерно половину свиты, наряду с черными аргиллитами широко развиты пачки переслаивания аргиллитов и известняков. В основании свиты выделяется слой желваковидных фосфоритов до 6 м мощностью.

Мощность свиты в бассейне р. Белая оценивается в 300 м [Худолей, 2003], хотя из-за сложной тектоники в работах разных исследователей она варьирует от 200 м [Мехоношин, 1980ф] до 640 м [Гогин и др., 1978б].

Породы акринской свиты отличаются специфическим геохимическим составом с повышенными содержаниями (%): V – 0,02–0,06, Мо – до 0,01, Ti – 0,7, Cr – 0,03, Ni – до 0,05, P – до первых процентов в породе и до 25 в конкрециях. В фосфоритоносных горизонтах установлена повышенная радиоактивность (U – 0,001–0,005 %). В бассейне р. Суордах в пиритизированных алевролитах отмечаются повышенные содержания золота (0,02–0,1 г/т). В северной части региона отмечается существенно иная геохимическая характеристика: при повышенных содержаниях ванадия и молибдена отмеча-

ются значительные содержания (%) As – до 0,056, Ag – 0,00006, Zn – 0,0076 и дефицит Ti, Ni, Co, что свидетельствует о возможном размещении здесь месторождений типа металлоносных сланцев [Коновалов и др., 2004ф].

Вблизи кровли известны редкие находки трилобитов *Tomagnostus fissus* Linrs., *Paradoxides hicksi* Salter. Свита, так же как и *иниканская*, датируется ботомским и тойонским ярусами нижнего кембрия, амгинским ярусом в полном объеме и суорбаллахским горизонтом майского яруса среднего кембрия [Горлова и др., 2005].

Северо-Кыллахский СР

Пестроцветная и иниканская свиты объединенные (*Є_{1-2ps+in}*). На геологической карте объединены по причине их малых мощностей. *Пестроцветная свита* с размывом перекрывает сарданинскую свиту венда и представлена глинистыми глауконитовыми известняками, алевролитами и зеленовато-серыми доломитами с преобладанием алевролитов в кровле. Окраска пород пестрая, от зеленовато-серой до грязно-бурой и темно-вишневой.

Благодаря специфическому составу и окраске свита легко распознается и картируется по всему региону. Наибольшая мощность пестроцветной свиты фиксируется на западном крыле Горностахской антиклинали, где достигает 120–150 м. В западном и южном направлениях постепенно убывает до 30–40 м.

В нижних слоях свита охарактеризована моллюсками *Anabarella plana* Vostokova, *Aldanella crassa* Missarzhevsky, *Igorella unguolata* Missarzhevsky, *Latouchella korobkovi* (Vostokova); хиолитами *Ladatheca annae* (Sysoiev), *Loculitheca anulata* (Sysoiev), *Spinulitheca rotunda* Valkov; SSF: *Cambrotubulus decurvatus* Missarzhevsky, *Anabarites trisulcatus* Missarzhevsky, *Tiksitheca lici* Missarzhevsky, *Fomitichella infundibuliformis* Missarzhevsky, *Hyolithellus tenuis* Missarzhevsky. В ее верхних слоях описаны трилобиты *Delgadella lenaica* (Toll), *D. anabara* Lazarenko, *Judomiella* sp., *Hebediscus attleboensis* (Schaler et Foerste) и хиолиты *Novitatus laevis* Sysoiev, *N. tarynicus* (Sysoiev), *Lenatheca groenlandica* (Poulsen), *Gracilitheca ternata* Sysoiev, *Tetratheca pentagona* Sysoiev [Гогин и др., 19786].

Иниканская свита согласно сменяет пестроцветную и имеет двучленное строение [Гогин и др., 19786]. Нижняя часть свиты сложена преимущественно черными аргиллитами, и, в меньшей степени, кремнями. В основании часто отмечается пачка (5–12 м) черных, реже темно-зеленовато-серых аргиллитов и содержится пласт (до 2 м) желваковых фосфоритов. Верхняя часть сложена пластами черных кремнистых и известковых аргиллитов и пачками переслаивания черных кремнистых пород, кремнистых аргиллитов, алевролитов и известняков. В верхней части свиты присутствует прослой 0,3–0,5 м мощности светло-серых комковатых известняков (куонамский горизонт). В кровле отмечается прослой туфов кислого состава мощностью 3–4 см.

Как и нижележащая пестроцветная свита, иниканская свита легко распознается и картируется благодаря специфическому составу и цвету пород. Наибольшие мощности (100–130 м) зафиксированы в бассейне р. Белая на западном склоне Горностахской антиклинали и уменьшаются в западном направлении к Кыллахскому хребту и к южной кромке листа до 50–60 м.

Вместе с уменьшением мощности увеличивается относительное содержание карбонатного материала и уменьшается роль терригенных пород.

Суммарная мощность объединенных пестроцветной и иниканской свит достигает 250–280 м.

Породы иниканской свиты характеризуются повышенным геохимическим фоном (%): Zn – 0,01, V – 0,01, Mo – 0,01, Co – 0,003, Ni – 0,01, P – от 0,3 и выше, а также высокими содержаниями $C_{орг}$, достигающими не менее 3 [Коновалов и др., 2004ф; Старосельцев, Шишкин, 2014]. Свита охарактеризована трилобитами *Oryctocephalus reynoldsiformis* Lermontova, *Ovatoryctocara* cf. *ovafa* (Tchernysheva), *Triplagnostus gibbus* (Linnarsson), *Paradoxides hicksi* (Salter), *Eodiscus oeiandicus* Westergard; водорослями *Margaretia antiquissima* (Krischt.) и др. в верхних горизонтах свиты; трилобитами *Bergeroniellus expansus* Lermontova, *B. asiaticus* Lermontova, *Delgadella tolli* (Lermontova); брахиоподами *Botsfordia* sp. близ подошвы свиты. Рассматриваемая свита соответствует всему ботомскому и тойонскому ярусам нижнего кембрия и кыранскому, торкукуйскому и саланканскому горизонтам амгинского яруса и суорбаллахскому горизонту майского яруса среднего кембрия.

Восточно-Сибирская СФО

Алданская СФЗ

Пестроцветная и иниканская свиты объединенные ($\epsilon_{1-2ps+in}$) широко развиты в пределах Алданской СФЗ, но обнажается только локально в лежащем крыле Кыллахского надвига; далее на запад вскрыты скважинами и прослеживаются на сейсмических профилях. Согласно имеющимся палеогеографическим и палеофациальным реконструкциям, отложения пестроцветной и иниканской свит накапливались по всей территории листа Р-53 и за его пределами практически на всей Сибирской платформе [Проккопьев и др., 2001; Старосельцев, Шишкин, 2014; Худолей, 2003]. Локальное отсутствие этих отложений обусловлено последующими размывами, происходившими на этой территории начиная с девона.

Пестроцветная свита сохраняет свой состав и сложена серо- и серо-зеленоцветными известняками, глинистыми известняками, реже буроватыми известняками.

Мощность свиты незакономерно увеличивается в западном направлении и если около Кыллахского надвига она не превышает 40 м, то в скв. Усть-Майская 366 она составляет 83 м, в скв. Хочомская – 49 м, а в Мокуйской скважине – 163 м.

Хочомская свита сложена преимущественно органогенными доломитами светло-серыми массивными мелкокавернозными, нередко сильнотрещиноватыми. Верхняя треть содержит прослой известняков, доломитовых известняков светло-серых микро-тонкозернистых, также массивных, но сильно трещиноватых, кавернозных.

Обоснована по материалам изучения скв. Хочомская 1 первоначально в ранге толщи ниже-среднекембрийской(?), фациально замещающей часть иниканской свиты. При дальнейшем анализе скважинных материалов этот

местный стратон получил более полное обоснование и стал рассматриваться в качестве фациального аналога верхней части пестроцветной свиты.

Хочомская свита образует тело, интерпретируемое как органогенная постройка, размер которой, согласно данным сейсмических исследований, в субширотном направлении превышает 50 км, а в субмеридиональном направлении – 20 км. По положению в разрезе рассматривается как синхронная верхней части иниканской свиты [Старосельцев, Шишкин, 2014].

Мощность – 300–330 м. Датируется как атдабанский горизонт (ярус) нижнего кембрия [Берилко и др., 2012; Шишкин и др., 2010; Унифицированные региональные ..., 2015]. В легенде и на карте подразделение не отражено в силу локального распространения и наличия описания лишь по одной скважине.

Иниканская свита состоит из черноцветных карбонатных, глинистых, и глинисто-кремнистых битуминозных пород. В целом, как и в Северо-Кыллахском СР, сохраняется двучленное строение свиты. Для пород свиты характерны высокие содержания $C_{орг}$, достигающие 5% [Старосельцев, Шишкин, 2014].

Мощность иниканской свиты убывает в западном направлении, составляя 83 м в скв. Усть-Майская 366 и 45 м в Мокуйской скважине.

Рассматриваемая свита относится к куонамскому комплексу отложений, широко развитых в пределах восточной части Сибирской платформы, представляет собой конденсированные отложения, стратиграфический объем которых, при относительно небольшой мощности очень значителен и соответствует всему ботомскому и тойонскому ярусам нижнего кембрия и кыранскому, торкукуйскому и саланканскому горизонтам амгинского яруса и суорбаллахскому горизонту майского яруса среднего кембрия [Гогин и др., 1978б; Егорова и др., 1982; Пельман и др., 1992; Розанов, Репина, 1992].

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Южно-Верхоянская СФО

Сетте-Дабанская СФЗ

Томпо-Юдомский СР

Улахская серия (ϵ_{2-3ul}) согласно перекрывает акринскую свиту и включает в себя качелкуанскую и еловскую (средний кембрий), а также тисовскую и билляхскую (верхний кембрий) свиты, выделенные В. И. Сухоруковым и др. (1989 г.) в стратотипическом разрезе по правому притоку р. Сугджи.

Качелкуанская свита слагает нижнюю часть улахской серии, согласно залегает на акринской и представлена внизу (14 м) тонким переслаиванием темно-серых и зеленовато-серых алевролитов, известняков, мергелей, в средней части (89 м) – грубым переслаиванием пластов известняков зеленовато-серых и глинистых серых известняков. Для этой части разреза характерны будинообразные стяжения, придающие известнякам конгломератовый облик. Верхняя часть свиты (107 м) сложена тонко переслаивающимися серыми, темно-серыми глинистыми известняками и темно-серыми алевролитами.

Мощность качелкуанской свиты в стратотипическом разрезе составляет 200 м.

Из средней части собраны трилобиты *Solenopleura bulusensis* Lerm., *Liostracus atlassovi* Lerm., *Holocephalina* aff. *incerta* Illing., *Corynexochus macrophthalmus* Lerm, указывающие на принадлежность вмещающих слоев к амгинскому ярусу среднего кембрия.

Еловская свита согласно сменяет качелкуанскую и сложена пакетами (10–40 м) тонкого (1–5 см) переслаивания темно-серых и серых мелкозернистых обломочных известняков и известковых аргиллитов. В нижней части свиты имеются прослои (0,2–0,5 м) массивных песчанистых обломочных известняков. Отмечены линзы (до 5 м) известняковых конглобрекций.

Мощность свиты в стратотипическом разрезе – 291 м.

В нижней части свиты присутствуют трилобиты *Paradoxides* sp., *Anopolenus* sp., *Bailiella* sp., *Solenopleura bulusensis* Lerm.

В ней установлено избыточное в сравнении с региональным фоном содержание в глинисто-карбонатных породах титана, галлия, мышьяка, фосфора, бора, ванадия, никеля, свинца.

Стратиграфический интервал качелкуанской и еловской свит отнесен к суммарному стратиграфическому объему оленёкского–силигирского горизонтов майского яруса и, предположительно, всего аюсокканского яруса среднего кембрия [Сухоруков и др., 1989].

Тисовская свита согласно залегает на еловской и по литологическим признакам разделяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита сложена пачками (5–15 м) тонкого переслаивания серых, темно-серых калькаренитов, кальцилитов, глинистых известняков и черных известковых алевролитов с тонкой градационной слоистостью, разделенных пластинами (до 3 м) серых косослоистых калькаренитов. Присутствуют редкие тела (до 2–4 м) известняковых конглобрекций.

Верхняя подсвита согласно залегает на нижней и образована главным образом темно-серыми косослойчатыми калькаренитами, слагающими пачки мощностью до 10–15 м. Их разделяют пачки (0,5–2 м) глинистых известняков и черных известковых алевролитов с тонкой градационной слоистостью, составляющих 30–35 % объема подсвиты.

Мощность всей тисовской свиты в стратотипическом разрезе – 1042 м.

Встречаются единичные брахиоподы *Acrotretidae* gen. et sp. indet.; водоросли *Girvanella sibirica* Maslov; граптолиты *Callograptus* sp., по которым свита отнесена к кутугунскому горизонту и, предположительно, датируется, как, сакский ярус верхнего кембрия.

Билляхская свита согласно перекрывает тисовскую и сложена тонким (1–5 см) монотонным переслаиванием известняков черных, темно-серых глинистых известняков и черных известковых аргиллитов.

Мощность свиты в стратотипическом разрезе составляет 188 м.

В верхней части свиты присутствуют трилобиты *Lotagnostus americanus* (Billings), *Peratagnostus* sp., *Hedinaspis regalis* (Troedsson), *Platypelthoides anderssoni* Troedsson, *Proceratopyge* (*Synoproceratopyge*) *constrictus* Lu, *Charchaia norini* Troedsson; граптолиты *Callograptus staufferi* Ruedemann (аксайский и батырбайский ярусы верхнего кембрия) [Решения, 2002; Сухоруков и др., 1989].

Мощность всей улахской серии в стратотипическом разрезе составляет 1721 м.

Характерной чертой улахской серии является широкое развитие осадочных структур, свидетельствующих о склоновом осадконакоплении – брекчии, характерные для фаций оползней и обвалов, редуцированные и, реже, полные циклы Боума, известняково-глинистые ламиниты с тонкой градиационной слоистостью. Присутствуют слои с косой слоистостью, иногда интерпретируемые как продукты донных течений (контуристы), относительный объем которых возрастает в наиболее восточных разрезах [Худолей и др., 1991; Худолей, 2003; Коновалов и др., 2004ф].

Суммарная мощность улахской серии в Томпо-Юдомском СР закономерно убывает в южном направлении от 1800–2000 м в бассейне р. Вост. Хандыга до не более 900 м в бассейне р. Сахара. Одновременно с уменьшением мощности значительно сокращается объем пород с признаками склоновой седиментации.

Северо-Кыллахский СР

Чайская и усть-майская свиты объединенные ($\text{Є}_2\text{cs} + \text{um}$) объединены на карте вследствие незначительной мощности первой из них.

Чайская свита согласно перекрывает иниканскую свиту и сложена в нижней части (10–20 м) тонким переслаиванием темно-серых листоватых алевролитов и темно-зеленых мергелей. Выше по разрезу залегают «узловатые» (будинообразные) пестроокрашенные известняки (до 50 м), которые перекрываются пачкой тонкого переслаивания серых алевролитов и зеленовато-серых, красновато-серых известняков (до 200 м).

Свита повсеместно имеет двучленное строение, но ее мощность закономерно возрастает в восточном и южном направлениях примерно от 100 м на юге Эбейке-Хаятинской антиклинали до 120–150 м на западном склоне Горностахской антиклинали и 250–270 м к югу от р. Аллах-Юнь.

Породы свиты охарактеризованы трилобитами *Linguagnostus groenwalli* Kobayashi, *Goniagnostus nathorsii* (Brogger), *Ptychagnostus punctuosus* (Angelin), *Centropleura oriens* Lermontova и др. в верхней части свиты, *Anopolenus henrici* Salter, *Corynexochus perforatus* Lermontova, *Hypagnostus parvifrons* (Linnarsson) и др. в нижней части свиты [Гогин и др., 1978б].

В пределах Северо-Кыллахского СР свита охватывает оленёкский горизонт майского яруса и нижнюю половину *джахтарского* горизонта майского яруса среднего кембрия [Гогин и др., 1978б; Егорова, 1982; Пельман и др., 1992; Розанов, Репина, 1992].

Усть-майская свита согласно залегает на чайской и разделяется на две пачки. Первая пачка (200–250 м) сложена плитчатыми серыми и зеленовато-серыми известняками и глинистыми известняками, содержащими прослои (1–5 см) темно-серых и зеленовато-серых алевролитов. По всему разрезу пачки наблюдаются линзы (до 10 м) известняковых конглобрекчий, сцементированных алевроито-карбонатным цементом. Вторая пачка (200–400 м) сложена известняками серыми и зеленовато-серыми с бугристой поверхностью напластования, включающими редкие прослои серых алевролитов. В наиболее за-

падных разрезах В. А. Ян-жин-шином (1983 г.) задокументировано широкое распространение знаков ряби и трещин усыхания.

Мощность свиты закономерно возрастает в восточном направлении от 300 до 600 м. Вместе с ростом мощности в составе свиты появляются подводно-оползневые брекчии, отсутствующие в наиболее западных разрезах.

В пределах Северо-Кыллахского СР свиту характеризуют трилобиты: *Proagnostus bulbosus* Butts, *Toxotis venustus* Lazarenko, *Paracoosia suchovi* (Egorova), *Palaeadotes binodosus* (Egorova), *Anomocariopsis kerbiensis* Egorova, *Ammagnostus psammius* Opik, *Aphelaspis curta* Gogin et Pegel, *Plethopeltoides lepidus* Lazarenko, *Cyclognathina sibirica* Gogin, *Pauciella conifera* Gogin, *Ammagnostus hunanensis* Peng et Robison и др.; брахиоподы *Neotreta tumida* Sobolev, *Anobolitreta vitalis* (Sobolev), *Triptotreta cf. extentus* (Sobolev) и др.

Свита соответствует силигирскому горизонту майского яруса и всему объему аюсокканского яруса среднего кембрия [Гогин и др., 1978; Гогин, Пегель, 1997; Егорова, Шабанов, 1982; Решения третьего ..., 2009; Легенда Юдомской серии ..., 1996].

Восточно-Сибирская СФО

Алданская СФЗ

Чайская и усть-майская свиты объединенные ($\text{Є}_2\text{cs}+\text{um}$) характеризуются сходным составом с такими структурами в пределах Северо-Кыллахского СР (Южно-Верхоянская СФО, Сетте-Дабанская СФЗ), широко развиты в пределах Алданской СФЗ, но обнажаются только локально, в лежачем крыле Кыллахского надвига; далее на запад вскрыты скважинами и прослеживаются на сейсмических профилях. Мощности этих свит заметно выше, чем в пограничных структурах Северо-Кыллахского СР. Так, мощности чайской свиты составляют 270 м в скв. Усть-Майская 366, 281 м в Хочомской и 153 м в Мокуйской скважинах.

Мощность усть-майской свиты составляет 405 м в Усть-Майской 366, 414 м в Хочомской и 582 м в Мокуйской скважинах. При этом во всех трех мощность устьмайской свиты неполная, т.к. она с размывом перекрывается юрскими отложениями.

Согласно имеющимся палеогеографическим и палеофаціальным реконструкциям, отложения чайской и устьмайской свит накапливались по всей территории листа Р-53 и за его пределами практически на всей Сибирской платформе [Прокопьев и др., 2001; Сухов и др., 2016]. Локальное отсутствие этих отложений обусловлено последующими размывами, происходившими на этой территории начиная с девона.

В нижних горизонтах свиты присутствуют трилобиты *Triplagnostus stenorrhachis* (Gronwall), *Ciceragnostus cicer* (Tullbera), *Corynexochus macrophthalmus* Lermontova, *Forchhammeria elegans* Tchernysheva, *Centroleura oriens* Lermontova, *Dasometopus breviceps* (Angelin), *Anomocarioides speciosus* Tchernysheva, *A. limbataeformis* Lermontova, *Maiaspis quadrate* Tchernysheva и др.

В пределах Алданской СФЗ стратиграфический интервал, охватываемый свитой, ограничивается верхней частью майского яруса среднего кембрия

(джахтарский и силигирский горизонты) [Гогин и др., 19786; Егорова, 1982; Пельман и др., 1992; Розанов, Репина, 1992].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Восточно-Сибирская СФО

Алданская СФЗ

Кербинская свита ($\text{Є}_3\text{kr}$) согласно сменяет устьмайскую и занимает относительно широкие поля по склонам долины р. Сугджа. В строении свиты выделяются три пачки. Первая пачка (200–250 м) сложена переслаиванием серых тонкоплитчатых известняков и массивных песчанистых светло-коричневых известняков с прослоями темно-серых алевролитов. В основании пачки – пласт (20–25 м) массивных серых известняков с прослоями известняковых конглобрекций. Вторая пачка (до 150 м) представлена переслаиванием пелитоморфных тонкоплитчатых известняков и алевролитов темных зеленовато-серых. По всему разрезу наблюдаются линзы (до 2 м) известняковых конглобрекций. Третью пачку (более 250 м) слагают пелитоморфные серые известняки с прослоями (1–2 см) зеленовато-серых алевролитов. В основании пачки – линзы (до 0,3 м) известняковых конглобрекций.

Общая видимая мощность кербинской свиты оценивается в 300–400 м.

В стратотипическом разрезе свиты в приустьевой части р. Керби и правобережье р. Алдан непосредственно выше устья р. Керби в породах свиты распространены трилобиты *Plethopletoides kulyumbensis* (Rosova), *P. lepidus* Lazarenko, *P. carinalis* Gogin, *Paracoosia sukhanica* Tchernysheva, *Bolaspidellus modestus* Lazarenko, *Maduiya maduensis* Rosova, *Acidaspidina plana* Lazarenko, *Faciura premiera* Rosova, *Nganasanella tavgaensis* Rosova, *Cheilocephalus triquetrus* Lazarenko, *Sigmocheilus aldanensis* Gogin, *Koldinia (Koldinia) acris* Pegel, (*K.*) *Parakoldinia pusilla* Lazarenko, *Cyclognathina sibirica* Gogin и др. [Гогин, Попов, 1994; Гогин, Пегель, 1997].

Стратиграфический интервал, который охватывает свита, отвечает энцийскому, юракийскому, кетыйскому, мансийскому и лопарскому горизонтам верхнего кембрия [Гогин, Попов, 1994; Гогин, Пегель, 1997]. Локальные выходы свиты также наблюдаются в пределах Северо-Кыллахского СР.

Южно-Верхоянская СФО

Сетте-Дабанская СФЗ

Северо-Кыллахский СР

Джунюканская свита ($\text{Є}_3\text{jn}$) сложена сероцветными ритмитами – известняково-алевролитовыми, известняково-глинистыми серого и светло-бежевого цветов, в отдельных пачках темно-серые, битуминизированные. На отдельных уровнях джунюканской свиты развиты линзовидные включения коричневых или темно-серых кремней, углистые пленки на плоскостях напластования карбонатных пород. Присутствуют конседиментационные конглобрекции, сложенные породами, сходными с вышеприведенными слои-

стыми разностями свиты. Ранее эти отложения описывались и картировались как верхняя подсвита усть-майской свиты или как фациально измененная кербинская свита, распространенная в восточной части Кыллахской надвиговой зоны.

Мощность свиты достигает 610 м.

Породы свиты содержат остатки трилобитов: в нижней части *Glyptagnostus reticulatus* Ang., *Innitagnostus inexpectans* (Kob.), *I. initens* (Opik), *Nahannagnostus nganasanensis* (Ros.), *Apelaspis buttsi* (Kob.), *Eugonocare tessellatum* Witeh., *Yurakia yurakiensis* Ros., *Pseudagnostus bulgosus* Opik, *P. idalis* Opik, *Olenospella* ex gr. Evansi; в средней части *Erixanium carinatum* Palm., *Olenaspella* ex gr. evansi (Kob.), *Eugonocare* (*Pseudeugonocare*) *borealis* (Lerm.), *Irvingeila* (*Parairvingella*) *eurekensis* Ress.; артроподы *Xanthomyria spinosa* Budd; в верхней части *Irvingeila* cf. *suecica* Wgard, *Parabolina fortunata* Laz., *Acrocephalites militans* Lerm., *Proceratopyge portentosa* Laz., *Aplotaspis* cf. *mucronata* Henders. и др.

Свита датируется как кутугунский горизонт сакского яруса – низы хоснелегерского горизонта аксайского яруса верхнего кембрия [Гогин, 2004; Решения Третьего ..., 2009].

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикские отложения развиты в пределах восточной части территории листа (Северо-Кыллахская и Томпо-Юдомская СФЗ), слагая меридиональную полосу, сужающуюся к югу. Фаунистически подтверждено наличие всех трех отделов ордовика. Это в различной степени метаморфизованные, преимущественно карбонатные толщи, переслаивающиеся с аргиллитами, реже песчаниками и алевролитами. На соседней территории Сибирской платформы (Восточно-Сибирская СФО) отложения ордовика отсутствуют, но имеющиеся палеогеографические и палеофациальные реконструкции [Каныгин и др., 2007] не позволяют сделать вывод были ли они размыты или же в это время юго-восток Сибирской платформы был сушей и осадконакопление здесь не происходило.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Южно-Верхоянская СФО

Томпо-Юдомская СФЗ

Атырбахская свита ($\text{Є}_3\text{--O}_1\text{at}$) распространена вдоль восточной окраины листа и характеризуется сходным с улахской серией распространением и, преимущественно, известково-глинистым составом. Свита была выделена в бассейне р. Вост. Хандыга в 1957 г. Ю. М. Пушаровским в объеме верхнего кембрия. На кембрийских отложениях она залегает согласно. Строение ее однородное тонкоритмичное. Наиболее полно она изучена в бассейне р. Белая. Здесь свита образована тонко чередующимися аргиллитами, кальцилотитами, глинистыми и песчанистыми известняками, мергелями, реже калькаренитами с градиционной слоистостью. Преобладают кальцилотит-

аргиллитовые и калькаренит-кальцилютит-аргиллитовые ритмиты с редуцированными циклами Боума, образующие многослой мощностью в первые сантиметры. Количество карбонатного материала увеличивается вверх по разрезу.

Раннеордовикский возраст свиты подтвержден находками трилобитов *Erdelia* sp., *Shumardiidae*, *Olenidae*, *Remopleurididae*, брахиопод *Obolus* sp., *Eurytrita* sp., *Lingulella* sp., граптолитов *Dictyonema* sp. [Горлова и др., 2005]. На основании единичных находок конодонтов низы свиты отнесены к хоснелегерскому горизонту верхнего кембрия [Решения Третьего ..., 2009].

Мощность свиты меняется в широких пределах, достигая в наиболее полных разрезах 900 м. В целом отмечается убывание мощности с севера на юг и с запада на восток до 150 м [Горлова и др., 2005].

Саккырырская свита ($O_{1-2}sk$) подразделяется на три подсвиты. Нижнесаккырырская подсвита (300–400 м) сложена преимущественно зеленоцветными кальцилютит-аргиллитовыми ритмитами, иногда с калькарениитами, с редуцированным циклом Боума. Среднесаккырырскую подсвиту (до 1200 м) образуют зеленоцветные пачки калькаренит-аргиллитовых и кальцилютит-калькаренит-аргиллитовых ритмитов с редуцированным циклом Боума, чередующимися с пластами (3–12 м) желто-серых известняков, объем которых увеличивается вверх по разрезу. Верхнесаккырырская подсвита (400–900 м) представлена в основном пачками серых известняков, песчанистых и глинистых известняков, разделенными ритмично построенными многослоями (до первых десятков см) калькаренитов, алевролитов, редко аргиллитов.

В известняках верхней подсвиты на рассматриваемой территории в пределах южной части Сетте-Дабана определены конодонты *Glyptoconus quadraplicatus* (Br. et M.), *Drepanoistodus forceps* (Lind.), *Protopanderodus* sp., *Scolopodus* sp., устанавливающие возраст в интервале флю – нижний дарривил.

Мощность саккырырской свиты уменьшается с севера на юг от 2200–2500 до 850–1100 м. В южном направлении уменьшаются количество тонких ритмитов, а известняки становятся песчанистыми.

Лабыстахская свита (O_2lb) обнажается там же, где саккырырская свита, но занимает меньшие площади.

Лабыстахская свита по особенностям состава разделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита согласно залегает на саккырырской свите и сложена в нижней части тонким (1–3 см) ритмичным переслаиванием зелено- и сероцветных аргиллитов, калькаренитов, кальцилютитов, реже песчанистых известняков (100–400 м).

В низах подсвиты собраны остатки гастропод *Archinacella* sp. и трилобитов *Pliomera* sp., *Cerrauriella* sp., характерные для дарривильского яруса среднего ордовика.

В средней части нижнелабыстхской подсвиты (150–350 м) распространены преимущественно серые известняки, песчанистые известняки, содержащие редкие пакеты (3–5 м) аргиллит-кальцилютитовых ритмитов. Верхняя часть нижней подсвиты (200–1000 м) сформирована ритмитами, сложенными калькарениитами, кальцилютитами, аргиллитами, образующими многослой (1–5 см) с редуцированными циклами Боума. Верхняя подсвита лабыстахской

свиты (до 1400 м) существенно карбонатная и сложена песчанистыми известняками, органогенно-обломочными известняками «ноздреватого» облика, среди которых также появляются пакеты подводно-оползневых брекчий карбонатного состава.

Общая мощность лабыстахской свиты достигает 2000–2200 м, сокращаясь в южном направлении до 600–800 м. В южном направлении исчезает деление нижней подсвиты на пачки, уменьшается роль ритмитов, а известняки становятся песчанистыми вплоть до появления песчаных известняков и известковых песчаников.

Из отложений верхней подсвиты на изученной территории определены конодонты *Drepanodistacodus vistris* (Mosk.), *Oistodus* cf. *petaloidensis* Mosk., *Scandodus* cf. *serratus* Mosk., *Eobeldina* cf. *fornicata* (Stauf.) и др., брахиоподы *Plectoglossa* sp., *Xenelasmella jacutensis* Rozm., гастроподы *Archinacella* aff. *subrotunda* Wost., табуляты *Billingsaia parva* (Bill.), указывающие на принадлежность слоев к среднему ордовика [Горлова и др., 2005].

Отложения лабыстахской свиты на некоторых участках (между ручьями Герой–Батрак, бассейн руч. Розовый) подверглись сильным гидротермально-метасоматическим преобразованиям, приведшим к формированию мощных ореолов доломитизированных и анкеритизированных пород, фиксирующихся на местности ярко-оранжевой, желто-коричневой окраской. Метасоматически измененные породы включают многочисленные карбонатные жилы и вмещают тела карбонатитового состава, несущие редкометалльно-редкоземельную минерализацию. Геохимически эти породы содержат концентрации ниобия, в сотни раз превышающие литосферный кларк карбонатных пород.

В бассейнах рек Белая и Аллах-Юнь выше лабыстахской свиты залегает *сета́ньинская толща* [Горлова и др., 2005], не выделяемая на карте в качестве самостоятельного подразделения и включенная в состав лабыстахской свиты. Толща выделена из состава верхнелабыстахской подсвиты и сложена внизу (55–60 м) серыми доломит-кварцевыми песчаниками с прослоями песчанистых известняков и темно-серых аргиллитов, в средней части (90 м) переслаивающимися (0,2–5 м) органогенно-обломочными известняками, известковыми песчаниками и кварцевыми песчаниками, а вверху (до 150 м) – известняками серыми, темно-серыми, иногда песчанистыми и органогенно-обломочными, с прослоями черных известковых аргиллитов. В основании сета́ньинской толщи фиксируется размыв, амплитуда которого не установлена.

Общая мощность сета́ньинской толщи колеблется от 200 до 400 м.

Возраст толщи устанавливается по положению в разрезе как сандбийский.

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Южно-Верхоянская СФО

Северо-Кыллахская СФЗ

Берандинская и бугансалская свиты объединенные ($O_{1-3bn+bg}$). Свиты выделены А. И. Старниковым и А. В. Филатовым (1990 г.) и имеют локальное распространение только на севере Северо-Кыллахской СФЗ в бассейне р. Сугджа [Старников и др., 1995].

Берандинская свита согласно залегает на верхнекембрийских массивных оолитовых известняках кербинской свиты с трилобитами *Pesaiella* sp., *Pseudagnostus* sp. (*P. ex gr. cyclopyge* Tullb.).

Она представлена мелкозернистыми, обычно глинистыми, с тонкой горизонтальной и пологоволнистой слоистостью, тонкоплитчатыми известняками серо-коричневого, буровато-коричневого, реже зеленовато-серого и серого цветов. Среди этих преобладающих в разрезе пород присутствуют пласты (до 8 м) темно-серых с буроватым оттенком комковатых глинистых известняков со строматолитоподобной текстурой, а также прослои (0,3–0,4 м) зеленовато-серых известковистых аргиллитов.

Мощность свиты – 140 м.

В нижней части разреза свиты из прослоя органогенно-детритового известняка определены брахиоподы *Kirengella ayaktchica* S. Rosv., *Lenaella octobinaria* Bjaly, *Romaniella* sp., *Lingueellidae* gen. et sp. indet., *Orthidae* gen. et sp. indet. и конодонты *Scolopodus* aff. *propinquus* Furnish, *Acodus scandiformis* Abaimova, *Oneotodus gracilis* (Furnish), *Scolopodus staufferi* (Furnish); в средней части конодонты *Scolopodus* aff. *propinquus* Furnish, *Acodus acandiformis* Abaimova, а в верхней *Oneotodus fragilis* (Furnish), *Acodus* cf. *scandiformis* Abaimova, *Scolopodus staufferi* (Furnish), *Oneotodus* sp. [Старников, Филатов, 1990].

Бугансалская свита, согласно сменяющая вверх по разрезу берандинскую, имеет трехчленное строение. В ее нижней части (140 м) преобладают серые, коричневато-серые, синевато-серые с желтоватой поверхностью комковато-массивные глинистые (строматолитоподобные) известняки с *Mimella* sp. Средняя часть (115 м) разреза представлена чередованием пластов и пачек (5–20 м) известняков, аналогичных развитым в нижней части и тонкого (1–3 см) переслаивания плитчатых темно-коричневатых известняков с темно-серыми аргиллитами с *Mimella panna* Andr. и средне-верхнеордовикских конодонтов *Drepanodistacodus vietrix* (Moskalenko). Верхняя часть свиты (50 м) сложена пестроцветными (зелеными и бордовыми), ритмично чередующимися (3–20 см) аргиллитами и известняками.

Мощность свиты – 300 м, а объединенных свит – 440 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ – СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения среднего ордовика – силура развиты в пределах восточной части площади листа (Томпо-Юдомская СФЗ Южно-Верхоянской СФО), слагая меридиональную полосу, сужающуюся к югу. Их характерная черта – доминирующая роль массивных органогенных карбонатов: как известняков, так и доломитов. В другой части Сибирской платформы (Восточно-Сибирская СФО) отложения среднего ордовика – силура отсутствуют и имеющиеся палеогеографические и палеофациальные реконструкции [Каныгин и др., 2007; Тесаков и др., 2000] позволяют предполагать, что в конце ордовика и в силуре юго-восток Сибирской платформы был сушей, и осадконакопления здесь не происходило.

Южно-Верхоянская СФО

Томпо-Юдомская СФЗ

Кулонская, гичинская, баранинская, таяхская, оронская и хуратская свиты объединенные ($O_2-S_2kl \div hr$) на карте объединены из-за незначительной ширины их выходов. Свиты выделены В. А. Ян-жин-шином и Б. В. Преображенским в бассейне р. Вост. Хандыга [Ян-жин-шин, 1983], широко распространены в восточной части Томпо-Юдомской СФЗ и характеризуются карбонатным составом.

Кулонская свита перекрывает лабыстахскую свиту в северной части региона без признаков несогласия, но в южной – с размывом и залегает на разных горизонтах ее верхней подсвиты и сетаньинской толщи. В наиболее северных выходах кулонской свиты она сложена темно-серыми, серыми и светло-серыми доломитами с пластами органогенно-обломочных серых известняков в нижней части. В южном направлении известняки замещаются доломитами и в нижней части свиты появляется примесь песчаного материала вплоть до появления песчаных доломитов.

Мощность свиты в пределах площади листа колеблется от 100 до 600 м, достигая наибольших мощностей на севере Томпо-Юдомской СФЗ и убывая на юг.

Из отложений свиты на территории собраны среднеордовикские брахиоподы *Mimella panna* Andr., *Rosticellula raymondi nana* Rozm., *R. tumidula verkhojanica* Roz., остракоды *Martinsonopsis* sp. indet., гастроподы *Liospira* cf. *mundula* Virich.

Гичинская свита согласно перекрывает кулонскую и по своему облику является маркирующей. Она сложена светло-серыми, розовато- и желтовато-серыми глинистыми доломитами с прослоями кавернозных доломитов и доломитовых брекчий. На севере региона в бассейне р. Вост. Хандыга в верхней части свиты присутствует пласт гипсов около 5 м мощностью. Характерной особенностью пород свиты является яркая желтая, желто-бурая поверхность выветривания, но в южном направлении уменьшается количество брекчий и ярких окрасок.

Мощность свиты составляет 70–100 м.

Баранинская свита согласно, с четкой границей залегает на гичинской свите и сложена преимущественно доломитами серыми, темно-серыми, светло-серыми массивными и грубоплитчатыми, в верхней половине разреза чередующимися с пластами серых и темно-серых до черных известняков. В доломитах и известняках широко распространены биостромные и биогермные постройки. В породах характерно присутствие желваков черных и пестрых кремней. На отдельных интервалах присутствуют прослои до 10 см мощностью лито-кристаллокластических и пепловых туфов и туффитов бордовой и сиреневой окраски, по составу отвечающих ультракалийевым щелочным трахитам [Коновалов и др., 2004ф; Горлова и др., 2005]. Соотношение известняков и доломитов в разрезе свиты меняется, объем доломитов нарастает к югу и востоку и в наиболее южных разрезах вся свита имеет доломитовый состав.

Мощность свиты в пределах полосы ее развития колеблется от 800 м в наиболее полных разрезах в бассейне р. Вост. Хандыга до 300–400 м на юге региона.

Свита фаунистически охарактеризована многочисленными сборами остатков табулят *Agvetolites asoptatus* Prbz., *Nyctopora* cf. *billingsi* Nich., *N. hyperborea* (Tchern.), *Syringoporinus* ex gr. *bobini* Rukh., *Fletcheriella* sp. indet., *F. gigantea* Prbz., *F. evenkiana* Sok., *Kolympora irjudiensis* Prbz., *Mesofavosites* cf. *differens* Prbz., *M. ex gr. dualis* Sok., *Eofletcheria sculpta* sp. nov., *Vacuopora*

sp., *Tollina* cf. *keiserling* (Toll.), брахиопод *Glyptorthis pulchra* Wang., *Hesperorthis* sp. indet., *Rostricellula* sp. indet., *Parastropharella* sp., гастропод *Latitaria* sp. indet. и др., указывающих на позднеордовикский (сандбийско-катийский) возраст вмещающих отложений [Горлова и др., 2005].

Таяхская свита согласно залегает на баранинской. Свиту составляют темно-серые до черных массивные и грубоплитчатые органогенные доломиты и известняки, соотношение между которыми меняется на площади развития свиты. Как и в подстилающей баранинской свите, здесь широко распространены биостромные и биогермные постройки. В нижней части свиты нередки желваки и линзы черных кремней в доломитах, а также прослои (0,1–20 см) туфов и туффигов ультракалийевых щелочных трахитов [Коновалов и др., 2004ф]. В южном направлении увеличивается содержание доломитов, и наиболее южные разрезы представлены исключительно доломитами.

В бассейне р. Вост. Хандыга мощность свиты достигает 900–1100 м, сокращаясь в южном направлении до 300–400 м.

Возраст свиты (ранний силур, лландовери – венлок) охарактеризован многочисленными сборами на площади листа остатков табулят *Mesofavosites fleximurinus* Sok., *M. brevispinus* Lebesch., *M. oblicuus* Sok., *M. ex gr. ganirensis* Dziubo., *Favosites* ex gr. *hirsutus* Tchern. и др., брахиопод *Hyattidina* aff. *lentiforme* Orad., *Alispira* sp. indet., *Lenatoechia elegans* (Nikif.), *Virgiana barrandei* Billings.

Оронская свита согласно залегает на таяхской свите и представлена неравномерным чередованием пластов известняков серых до темно-серых органогенных и органогенно-обломочных, иногда слабобитуминозных массивных и грубоплитчатых, и серых до темно-серых доломитов. По всему разрезу свиты присутствуют желваки и линзы черных кремней. Здесь органогенные разности развиты наиболее широко. На разных уровнях присутствуют прослои туфов и туффигов ультракалийевых щелочных трахитов [Коновалов и др., 2004ф]. На плоскостях напластования наблюдаются трещины усыхания и волноприбойные знаки.

Роль доломитов возрастает к югу и востоку. Мощность свиты достигает 400 м в бассейне р. Вост. Хандыга и убывает к югу до 100–150 м.

Из нижней половины свиты отобраны остатки табулят *Parastriatopora* ex gr. *tebenjkovi* (Tchern.), *Favosites* ex gr. *gothlandicus* Lam., *Cephuropora*(?) ex gr. *varia* Koksh., *Multisolenia*(?) sp., *Angopora* sp. и брахиопод *Strophodonta* sp. indet., датирующие раннесилурийский (венлокский) возраст вмещающих отложений. В стратотипическом разрезе (бассейн р. Вост. Хандыга) и в пределах бассейна р. Тыры (лист Р-53-XVIII) из отложений свиты определены кораллы и брахиоподы также лудловского возраста, что определяет нижневерхнесилурийскую датировку свиты [Горлова и др., 2005].

Для мощного комплекса массивных карбонатных пород, представленного в бассейне р. Вост. Хандыга баранинской, таяхской и оронской свитами, характерны как широкое распространение биостромов и биогермов с обилием кораллов, мшанок, брахиопод и других видов фауны, так и латеральное замещение известняков доломитами, особенно типичное для органогенных построек. В южном направлении карбонатные породы переходят в однообразную доломитовую толщу, выделить в пределах которой отдельные свиты часто не представляется возможным.

Хуратская свита выделена в 1957 г. Ю. М. Пушаровским в бассейне р. Вост. Хандыга. Она завершает разрез силурийских отложений и представ-

лена специфическими гипергенно измененными карбонатными породами и их брекчиями – образованиями преддевонской коры выветривания. Они с ровной границей или с глубокими карманами перекрывают отложения оронской свиты. Нижняя граница свиты проводится по смене серых доломитов и известняков оронской свиты серо-желтыми, яично-желтыми пористыми, кавернозными известняками и доломитами и карбонатными брекчиями. Эти же породы, среди которых отмечены линзы мелкогалечных конгломератов с уплощенной галькой известняков, составляют весь объем свиты. Среди типично «хуратских» образований иногда наблюдаются останцы плотных темно-серых доломитов и мелкие (до 10 см) линзы гипса. Органические остатки в свите отсутствуют, по положению в разрезе возраст ее принимается позднелудловским [Горлова и др., 2005].

При микроскопическом изучении часто устанавливаются псевдоморфозы по гипсу и ангидриту, новообразования кварца, аутигенный турмалин. Образования хуратской свиты рассматриваются как первично сульфатно-доломитовые породы, подвергшиеся гипергенному выщелачиванию и изменению (кальцитизация, десульфатизация, дедоломитизация).

Мощность свиты в бассейне р. Вост. Хандыга достигает 300 м и сокращается в южном направлении до полного выклинивания; при этом хуратская свита теряет свои наиболее характерные черты, такие как пестроцветность, широкое развитие брекчий и т.д. становясь довольно сходной с верхними слоями оронской свиты.

Мощность объединенных отложений – 800–2100 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Отложения системы распространены в восточной части Южно-Верхоянской СФО вдоль всего хр. Сетте-Дабан. Для отложений девона характерны разнообразие состава пород (терригенные, карбонатные, терригенно-карбонатные отложения, вулканогенные), частая пестроцветность, значительная фациальная изменчивость, многочисленные перерывы и несогласия. Представлены все три отдела девона, наибольшая фациальная изменчивость характерна для верхнего отдела.

В пределах соседних частей Восточно-Сибирской СФО отложения девона неизвестны и, согласно имеющимся реконструкциям [Прокопьев и др., 2001], в это время здесь были поднятия и накопление осадков не происходило.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Южно-Верхоянская СФО

Томпо-Юдомская СФЗ

Сеттедабанская свита (*D_{1sd}*) выделена в 1960 г. В. А. Ян-жиншином в бассейне р. Вост. Хандыга. Свита с разрывом залегает на отложениях хуратской свиты. Нижнюю и верхнюю части свиты составляют сероцветные, иногда черные органогенно-обломочные известняки и тонкозернистые доломиты, количество которых друг относительно друга сильно варьирует по латерали. В средней части свиты (до 100 м) обычно переслаиваются глинистые известняки (0,1–0,2 м) и черные аргиллиты, реже алевролиты (0,2–0,8 м). Наибольшая мощность свиты составляет 700 м в бассейне р. Бурхала, но на

юге и на севере региона мощность свиты сокращается за счет предтихийского размыва и, локально, она выпадает из разреза.

Отложения свиты охарактеризованы остатками табулятов *Favosites* ex gr. *mammilatus* Dubat., *F.* ex gr. *socialis* Sok. et Tes., *Squameofavosites* ex gr. *favositiformis* (Holt.), *S. proportionalis* Koksh., *S.* ex gr. *dubatolovi decrescus* Smim., *Parastriatopora* ex gr. *rzonsnitskajae* Dubat., *Striatoporella* ex gr. *gratica* Rukh., *Alveolites abramovi* (Dubat.), *Thamnopora* ex gr. *reticulata* (Blain.), *Gracilopora faveolata* (Koksh.), *Howellella jacutica* Aleks., *Yacutiopora* sp. indet., *Scoliopora clara* (Yanet.), брахиопод *Taimyrrhynix* cf. *taimyricus* (Nikif.), датирующими возраст вмещающих слоев как раннедевонский (прага–эмс) [Горлова и др., 2005].

Выше сеттедабанской свиты залегает толща в различной степени песчаных известняков, мергелей, песчаников с характерной пестрой окраской пород, выделенных в 1987 г. В. В. Барановым как комарская свита [Альховик, Баранов, 2001], согласно перекрывающая сеттедабанскую свиту. Раннедевонский (поздний эмс) возраст комарской свиты обоснован находками табулято-морфных кораллов *Favosites goldfussi* D'Orbigny, *Crassialveolites pellicularis* Dubatolov, *Scoliopora delecta* Alkhovik [Баранов, 2008]. Мощность свиты варьирует в пределах 15–81 м, локально выпадая из разреза из-за размыва в основании литологически сходной тихийской свиты. В средней части свиты в бассейне р. Вост. Хандыга отмечается покров базальтов мощностью 0,7–2 м [Альховик, Баранов, 2001]. В связи с незначительной мощностью на карте комарская свита показана в составе сеттедабанской свиты.

Необходимо отметить, что в более поздних работах В. В. Баранов [Баранов, 2008] увеличил объем комарской свиты за счет включения в нее всей эффузивной части тихийской свиты. Такая точка зрения пока недостаточно обоснована, и мы оставляем эту часть разреза в составе вышележащей тихийской свиты.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Южно-Верхоянская СФО

Сетте-Дабанская СФЗ

Джалканский, Ньюкунинский, Менкюле-Тырынский СР

Бурхалинская серия (D₁₋₂*br*) объединяет тихийскую и загадочнинскую свиты.

Тихийская свита с несогласием залегает на разных горизонтах комарской и сеттедабанской свиты, локально полностью срезая ее, и сложена пестро-окрашенными (бордовыми, серыми, зелеными) мергелями, глинистыми известняками, разнородными известковыми песчаниками с пластами (до 2 м) черных туфогенных аргиллитов, а в основании – с линзами разногальчатых конгломератов и гравелитов. В мергелях устанавливается микросгустковое и оолитовое строение, оолиты выполнены лептохлоритом, часто наблюдается пиритизация. В обломках конгломератов и гравелитов преобладают известняки и доломиты, в более мелкой обломочной фракции присутствуют зерна карбоната, кварца, альбита, карбонатизированных эффузивов(?). В северной части региона отмечены пласты медистых песчаников. В верхней части свиты присутствуют покровы трахибазальтов общей мощностью в бассейне р. Вост. Хатанга до 120 м. В южном направлении покровы базальтов быстро

уменьшаются по мощности, и в бассейне р. Тыры и к югу от нее эффузивы отсутствуют. Представлены они главным образом миндалекаменными порфировыми и реже афировыми трахибазальтами и гиаобазальтами от светло- до темно-серого, почти черного цвета.

Фенокристы альбитизированного и сосюритизированного плагиоклаза и клинопироксена в них составляют 1–3 % от объема породы. Из аксессуарных минералов установлены сфен, апатит, магнетит. Количество и величина миндалинов, выполненных хлоритом, эпидотом, карбонатами и сульфидами, возрастает от подошвы к кровле покровов. На отдельных участках породы интенсивно хлоритизированы, карбонатизированы, эпидотизированы. Изредка в кровле некоторых покровов отмечается шаровая и призматическая отдельность. По петрохимическим показателям большинство пород относится к умереннощелочному петрохимическому ряду, т.е. они являются трахибазальтами с калиево-натриевым типом щелочности и с преобладанием Na_2O над K_2O (табл. 2). Менее распространены нормальные базальты.

Таблица 2

Химический состав трахибазальтов покровов в тихийской свите

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
1	45,7	3,74	14,7	2,34	8,93	0,063	8,8	4,41	2,38	2,13	0,49	5,35	100
2	43,6	3,41	13,8	4,76	8,28	0,095	7,16	6,61	2,98	1,37	0,46	6,6	100
3	47,2	3,36	15,2	2,81	8,43	0,14	6,92	4,47	3,72	1,3	0,44	5,04	100
4	45	2,5	13,3			0,09	10	5,1	3	0,49	0,24	7,2	99,92
	V	Cr	Co	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce
1	452	99,6	54,3	68,1	20	74,5	39	262	24,8	1,9	308	23,7	57
2	409	103	40,3	55,5	18,2	112	37,9	241	20,9	1,77	207	23,3	56
3	387		42,2	87,3	15,6	104	37,9	237	28	1,38	328	27,8	61,7
4	290	241	43	82	14	360	24	190	30	0,8	180	21,1	46
	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf
1	7,75	33,4	7,96	2,39	7,72	1,16	7,13	1,45	4,09	0,58	3,62	0,52	6,67
2	8,01	34,9	8,91	2,69	8,63	1,29	7,59	1,45	3,97	0,54	3,48	0,5	6,42
3	8,27	36,5	8,55	2,85	8,27	1,31	7,45	1,41	3,83	0,52	3,21	0,5	6,06
4		27	6,4	2,1		1					2,3	0,3	4,2
	Ta	Th	U	Pb	Sc								
1	1,87	2,64	0,7		32,4								
2	1,54	2,38	0,68		30,9								
3	1,71	2,2	0,87	2,31	35,9								
4	1,6	1,5	0,5	3	29								

1, 3–4 – трахибазальты, 2 – умереннощелочной пикробазальт. 1–3 – р. Уолчан; 4 – р. Вост. Хандыга. 1–3 – авторские данные, 2016 г., 4 – Кропачев и др., 2004.

По своей окраске и своеобразному составу свита является маркирующей для региона. Наибольшая мощность ее – до 300 м.

Возраст тихийской свиты традиционно считался среднедевонским на основании находок *Emanuella* ex gr. *subumbona* Hall., *Gruenwaldtia*(?) ex gr. *latilinquis* (Schnur.), *Spinatrypa* sp. [Гурьев и др., 1984]. Однако в породах тихийской свиты А. Е. Соболевым были также собраны *Eoglossinotoechia taimyrica* (Nikif.), *Favosites* ex gr. *gregalis* Porf., указывающие на раннедевонский (эмский) возраст вмещающих слоев [Казакова и др., 2013]. Однако возможно, что эти слои относятся к литологически сходной комарской свите раннедевонского (поздний эмс) возраста [Альховик, Баранов, 2001].

В мергелях устанавливается микрогустковое и оолитовое строение, оолиты выполнены лептохлоритом, часто наблюдается пиритизация. В обломках конгломератов и гравелитов преобладают известняки и доломиты, в более мелкой обломочной фракции присутствуют зерна карбоната, кварца, альбита, карбонатизированных эффузивов(?).

Загадочнинская свита, выделенная в 1972 г. М. Д. Булгаковой и К. Б. Хайзниковой в бассейне р. Вост. Хандыга, распространена на той же территории, что и тихийская свита. Она согласно, обычно с резкой границей, сменяет тихийскую свиту и представлена преимущественно серыми доломитами и органогенными доломитами с прослоями известняков и глинистых известняков. В наиболее северных разрезах в составе свиты присутствуют пласты гипсов и ангидритов.

Мощность свиты достигает 400–450 м [Гурьев и др., 1984].

Фаунистически свита охарактеризована многочисленными сборами живетских брахиопод *Abramovispirifer adamonsis* Bar., *Schizophoria striatula* Shloth., *Spynatrypina* sp. indet., *Vagrana* sp. indet., *Cyrtina* cf. *heteroclitia* Deffr. [Горлова и др., 2005].

В песчаной составляющей в доломитах установлены обломки кварца, ортоклаза, альбита, микроклина, микропертита, халцедона, примесь туфогенного материала.

Доломиты и известняки свиты характеризуются фоновыми или более низкими содержаниями большинства элементов-примесей.

Мощность бурхалинской серии сокращается в восточном и южном направлениях от 650–700 до 50 м, что в значительной степени связано с предфранским и более поздними размывами.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Менкюле-Аллахюньский СР

Широкинская, пикская и накалинская свиты объединенные ($D_{2-3}\dot{s}r\dot{-}nk$). Широкинская и пикская свиты выделены П. Ю. Круковским, А. В. Сагиром в 1990 г. на междуречье Силур–Широкая [Сагир и др., 1990ф]. На карте свиты объединены из-за незначительной ширины их выходов.

Широкинская свита несогласно залегает на отложениях сеттедабанской свиты и различных горизонтах силура, имеет карбонатный состав и сложена главным образом доломитами и известняками, соотношение которых в разре-

зе и по латерали сильно варьирует. Последнее, возможно, усиливается процессами наложенной (эпигенетической) доломитизации, заметно проявившейся на отдельных участках. В наиболее полных разрезах намечается трехчленное строение свиты. Внизу залегают доломиты серые, темно-серые с редкими слойками (0,1–0,2 м) песчанистых разностей (50–60 м); в основании пачки присутствует выклинивающийся пласт конгломератов (до 5 м) с галькой доломитов подстилающих пород. Средняя часть (120–125 м) представлена неотчетливо выраженным чередованием пачек (3–12 м) серых известняков и доломитов; верхи (30–70 м) вновь сложены серыми и темно-серыми доломитами. На поверхности породы имеют серую, желтовато-серую и буроранжевую окраску. Последняя свойственна доломитам, возможно, эпигенетического типа.

Мощность свиты составляет 200–250 м.

Палеонтологически свита слабо охарактеризована, в ней обнаружены только остатки плохой сохранности *Coenites* cf. *piniformis* Koksch., *C.* cf. *arrecta* Koksch., *Alveolitella* sp., *Scoliopora* sp. indet., свидетельствующие о среднедевонском возрасте отложений [Горлова и др., 2005].

Вторичные (эпигенетические) доломиты имеют анкеритовый состав и сложены смешанным агрегатом доломита, кварца, щелочного полевого шпата, альбита, тонкочешуйчатого серицита, содержащих тонкодисперсную примесь лейкоксена, магнетита(?), бурых гидроокислов железа. Иногда породы объемно силицифицированы (джаспероидизация) и несут обильную тонкую вкрапленность пирита. Пробирным анализом в таких породах выявляются повышенные концентрации золота – до 0,9 г/т (руч. Жаркий).

Пикская свита, согласно сменяющая ширококинскую, имеет общие с ней площади распространения. В нижней части (100–120 м) она сложена зеленовато-серыми песчанистыми известняками, средняя часть (195 м) представлена тонким чередованием известняков и глинистых известняков с редкими телами органогенно-обломочных известняков с остатками брахиопод и кораллов плохой сохранности, верхняя (30 м) состоит из глинистых в различной степени окремененных известняков.

Мощность свиты изменяется от 200 до 350 м, уменьшаясь в южном направлении.

В бассейне р. Аллах-Юнь из отложений свиты собраны остатки кораллов *Thamnopora nickolsoni* (Frech.), *Scolipora* cf. *denticulata* M.-Edw. et Heime, *Alveolitella* cf. *polenowi* (Peetz.), конодонты *Polygnathus* ex gr. *varens* Stauffer, *Icriodus* sp., датирующие вмещающие слои живетским ярусом [Горлова и др., 2005].

По результатам спектрального анализа, породы свиты относительно обогащены титаном, молибденом, свинцом, хромом, литием. В нижней части ее в отдельных пробах установлены высокие содержания ниобия, лантана, циркония.

Накалинская свита с размывом залегает на пикской (рис. 3). Сложена серыми, светло-серыми, иногда зеленоватыми песчанистыми доломитами, содержащими в подчиненном объеме прослой кварцевых песчаников с доломитовым цементом. В верхней части свиты присутствуют песчанистые известняки с массой битой ракуши. На поверхности породы имеют бурую или жел-

то-коричневую окраску. В южном направлении в составе свиты заметно возрастает роль кварцево-песчаного материала, и разрез ее здесь состоит на 30–40 % из кварцевых песчаников (иногда с доломитовым цементом), содержащих редкие зерна хромсодержащих минералов в оторочке зеленого фуксита.

Мощность свиты варьирует от 200 до 400 м, но локально полностью выпадает из разреза из-за предкаменноугольного размыва.

Мощность объединенных свит достигает 900 м.

Фаменский возраст свиты подтверждается находками в ней остатков брахиопод *Cyrtospirifer cf. asiatica* (Brice.) [Горлова и др., 2005].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Южно-Верхоянская СФО

Сетте-Дабанская СФЗ

Джалканский СР

Сегеняхская, маучанская, троговская и коралловая свиты объединенные (D_3sg+kr). На карте объединены из-за незначительной ширины их выходов. Характерной чертой этого разреза является широкое развитие вулканических пород основного состава, выделенных К. К. Левашовым в 1958 г. как джалканская серия [Ян-жин-шин, 1983] (рис. 3).

Сегеняхская свита, впервые выделенная в 1974 г. В. А. Ян-жин-шином в бассейне р. Вост. Хандыга, с размывом залегает на загадочнинской свите. Местами в основании сегеняхской свиты залегает пачка (5–20 м) разнотекстурных туфопесчаников и туфогравелитов. Нижняя часть свиты мощностью до 700 м образована 5–8 покровами темно-зеленых миндалекаменных базальтов, содержащих рассеянную вкрапленность сульфидов меди и разделенных пачками (1–5 м) переслаивания пестроцветных разнотекстурных туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоаргиллитов, песчаных известняков. Мощность покровов варьирует от 10 до 140 м, уменьшаясь в восточном направлении [Гурьев и др., 1984]. Верхняя часть свиты (до 250 м) представлена переслаиванием зеленовато-серых песчаных известняков и многочисленными остатками брахиопод и глинистых доломитов зеленовато-серых известковых пестроокрашенных до темно-вишневых туфов, туффигов, песчаников и алевролитов.

Мощность сегеняхской свиты достигает 800 м, но колеблется в широких пределах из-за изменчивой мощности покровов базальтов.

В верхней части свиты собраны остатки брахиопод *Mucrospirifer novosibiricus* (Toll), табулят *Cladopora vermicularis* (McCoy), *Thamnopora poliforata* (Schloth.), датирующие раннефранский возраст вмещающих слоев [Ковалев, Мозалевский, 1998].

Покровы представлены преобладающими порфиоровыми и менее распространенными афировыми разностями от светло- до темно-серого, иногда темно-зеленого цветов с миндалекаменной и массивной текстурами. Порфиоровые выделения авгита в них преобладают над фенокристами плагиоклаза. Авгит и плагиоклаз часто образуют гломеропорфиоровые сростки. Структура основной массы интерсертальная или стекловатая. Аксессуары представлены апатитом, сфеном, магнетитом. В подошве и нижних частях покровов и пото-

ков породы массивные и относительно свежие, а в кровле и верхних частях – миндалекаменные сильно хлоритизированные, эпидотизированные, карбонатизированные и содержат рассеянную вкрапленность самородной меди и халькопирита.

Химический и микроэлементный составы трахибазальтов приведены в табл. 3. В покровах трахибазальты калиево-натриевого и натриевого типов щелочности.

Т а б л и ц а 3

Химический состав трахибазальтов покровов в сегеняхской свите

Комплекс	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	48,40	47,00	46,99	50,2	48,2	46,5	48,3	46,4
TiO ₂	3,61	3,13	2,13	2,1	1,9	2,3	2,18	2,19
Al ₂ O ₃	14,7	12,4	13,1	13,5	13,3	13,7	14,1	14,8
Fe ₂ O ₃	5,72	8,03	11,66	11,5	13	6,12	6,59	7,12
FeO	7,16	7,45	3,48			8,58	6,81	6,78
MnO	0,15	0,052	0,2	0,12	0,13	0,18	0,14	0,11
MgO	6,01	9,34	8,77	7	8,7	7,11	8	8,94
CaO	4,2	2,93	8,53	8	6,9	5,82	6,78	4,72
Na ₂ O	3,9	0,26	2,76	4,3	3,8	4,43	3,93	3,69
K ₂ O	2,32	3,86	0	0,97	1,3	0,88	0,65	1,48
P ₂ O ₅	0,44	0,39	0,21	0,27	0,28	0,33	0,28	0,28
ппп	2,56	4,48	2,99	1,9	2,4	4,01	2,38	3,71
Сумма	100,0	100,0	100,82	99,86	99,91	100	100,1	100,1
V	442	403	423	306	328	290	295	274
Cr			212	120	127	111	211	218
Co	50,2	38,7	46,80	25	48	49,7	46,9	51,2
Ni	90,6	81,1	61,80	52	63	57,7	86,1	75,5
Rb	35,5	33,5	<2	13	19	12	9	16
Sr	408	38,1	495	310	300	54	404	128
Y	40,3	35,9	33,40	160	170	41	32	30
Zr	243	224	97,20	23	23	204	177	182
Nb	29,9	28,7	10,80	22	24	25,5	21,2	24,1
Cs	3,13	1,62			0,5			
Ba	475	237	32,50	213	255	150	181	255
La	27,1	25,1	10,80	18,2	21,2	18,8	17,2	14,3
Ce	62,6	61,1	24,70		50			
Pr	8,44	8,51	3,69					
Nd	38,1	38,5	17,60		29			
Sm	8,81	9,05	4,99		6,5			
Eu	2,58	2,47	1,76		2			

Комплекс	1	2	3	4	5	6	7	8
Gd	8,57	8,46	6,21					
Tb	1,34	1,33	1,10		0,9			
Dy	7,6	7,35	6,59					
Ho	1,47	1,32	1,32					
Er	4,01	3,55	3,50					
Tm	0,59	0,47	0,47					
Yb	3,44	3,01	2,88		2,2			
Lu	0,52	0,43	0,38					
Hf	6,13	5,77	3,41		4,8			
Ta	1,72	1,78	0,84		1,3			
Th	2,34	2,19	1,05	2	1,2	4,1	3,7	2,7
U	0,75	0,74	0,63	2	0,5	2,4	2	3,3
Pb	2,51	2,4		3	3	6,4	6,7	3
Sc	45	36,3	36,30	31	36	44,5	39,3	30,6

1–2, 4–8 – трахибазальты, 3 – базальт, 1–2 р. Уолчан, 3 – Джалкан, 4, 5 – р. Восточная Хандыга, 6 – руч. Коралловый, 7 – руч. Бурный, 8 – руч. Дикий. 1, 2 – авторские данные, 2016 г.; 3 – неопубликованные данные А. В. Костина, ИГАБМ СО РАН; 4, 5 – А. П. Кропачев и др., 2004 г.; 6–8 – Горлова, 2001 (в издании).

Маучанская свита согласно перекрывает сегеняхскую и представлена темно-серыми и черными в различной степени глинистыми известняками и доломитами с прослоями известковых аргиллитов. По всему разрезу отмечаются органо-генные постройки с обилием кораллов, мшанок, криноидей и другой фауны, и линзующиеся прослои и желваки темно-серых кремней. Доломиты и известняки образуют как отдельные пачки и слои, так и замещают друг друга по простиранию и нередко даже в близко расположенных разрезах свита сложена почти полностью то известняками, то доломитами [Гурьев и др., 1984]. В основании свиты часто присутствует пачка красноцветных известковых песчаников.

Мощность свиты достигает 500 м, но может сильно варьировать из-за предфаменского размыва.

Многочисленные остатки брахиопод *Atrypa posturalica* Mark., *A. cf. koloschka* Nal., *Hypothyridina* ex gr. *cuboides* (Sow.), *Gupidula* ex gr. *comis* Hall., *Spinatrypa* cf. *tubaecostata* (Paeck.), *Cyrtospirifer* cf. *nikolaevi* Rzon., *Adolfia* cf. *zickzack* (Roem.), *A. ex gr. multifida* (Roem.)?, *Mucrospirifer novosibiricus* (Toll), *Schizophoria striatulata* (Schloth.), *Adolfispirifer jeremejewi* (Tschern.), собранные в разных частях свиты, указывают в основном на ее среднефранский возраст [Гурьев и др., 1984; Ковалев, Мозалевский, 1998].

Троговская свита согласно перекрывает маучанскую и сложена светло-серыми с желтоватым и зеленоватым оттенками в различной степени песчанистыми доломитами с прослоями пестрых и вишнево-красных доломитовых песчаников. Свита имеет локальное распространение из-за предфаменского размыва. Наибольшая мощность свиты – 250–300 м.

Коралловая свита согласно перекрывает троговскую и первоначально рассматривалась как верхняя часть последней [Гурьев и др., 1984]. Свита пред-

ставлена чередованием серых и светло-серых доломитовых песчаников, песчанистых доломитов и органогенных известняков мощностью до 250 м. Как и подстилающая троговская свита, коралловая имеет локальное распространение и часто уничтожена предфаменским размывом. В органогенных известняках определены многочисленные *Theodossia anossofi* (Vern.), указывающие на позднефранский возраст свиты [Гурьев и др., 1984].

Все рассмотренные свиты имеют франский возраст. Общая мощность франских отложений достигает 1600 м, но колеблется в широких пределах из-за предфаменского размыва и изменчивости мощности покровов базальтов в сегеняхской свите. В породах характерно присутствие высоких содержаний элементов-примесей от 2 до 50 раз – Ti, Co, Cu, As, кроме того, в доломитах повышается концентрация золота до 0,006–0,01 г/т [Коновалов и др., 2004ф].

Нюкунинский СР

Сегеняхская, маучанская, троговская, коралловая и туойская свиты объединенные (D_3sg+ts). На карте объединены из-за незначительной ширины их выходов. *Сегеняхская, маучанская, троговская и коралловая свиты* составляют часть разреза верхнего девона, имеющую франский возраст, и в основном сохраняют те же состав и строение, что и в Джалканском СР (рис. 3). Сегеняхская свита несогласно перекрывает бурхалинскую серию, контакты между остальными свитами согласные. Основные отличия связаны с уменьшением объема базальтов в сегеняхской свите, где их полная мощность не превышает 200 м, локально сокращаясь до 30–40 м. Полная мощность сегеняхской свиты при этом варьирует от 50 до 400 м [Казакова и др., 2013]. Мощность маучанской свиты колеблется от 100 до 400 м, троговской и коралловой достигает 350–400 м и 250–280 м соответственно, но они часто выпадают из разреза из-за предфаменского размыва. В троговской и коралловой свитах появляются линзующиеся пачки гипсов и ангидритов.

Туойская свита с размывом залегает на различных горизонтах франских отложений (рис. 3). Представлена комплексом пород обвально-оползневого происхождения, включая различные по грубозернистости (от аргиллитов до гравелитов) ритмиты с широким развитием градационной, косой, волнистой и горизонтальной слоистости, следы взмучивания, гравитационная микроскладчатость. Ритмиты вмещают дискордантные тела олистостромов, олистолиты и олистоплаки. Олистостромы сложены несортированным, в разной степени окатанным гравийно-валунным материалом, погруженным в бесструктурный калькаренитовый матрикс. Обломки представлены карбонатными породами из подстилающего осадочного комплекса, в то же время среди них встречаются черные кремни, кремнистые аргиллиты, мраморы, слюдистые сланцы. Олистолиты и олистоплаки достигают размеров в несколько десятков метров и имеют карбонатный состав [Кропачев и др., 1997]. В верхах разреза присутствуют близвозрастные покровы натриевых базальтов со скорлуповатой и шаровой отдельностью. Площадь распространения туойской свиты ограничена узкими полосами, ограниченными, по крайней мере с одной стороны, крупными сбросами.

Мощность свиты по разным оценкам варьирует от 250 до 600 м [Казакова и др., 2013] или 1200–1300 м [Кропачев и др., 1997]. Мощность объединенных отложений достигает 2100 м.

По положению в разрезе возраст свиты определяется как фаменский.

Менкюле-Тыринский СР

Сегеняхская, маучанская, троговская и накалинская свиты объединенные (D_3sg+nk). На карте объединены из-за незначительной ширины их выходов. *Сегеняхская, маучанская, троговская и коралловая свиты* составляют часть разреза верхнего девона, имеющую франский возраст и в основном сохраняют те же состав и строение, что и в Джалканском СР (рис. 3). *Сегеняхская свита* несогласно перекрывает бурхалинскую серию, контакты между остальными свитами согласные. Мощности всех свит убывают в южном направлении. В наиболее полных разрезах в междуречье Вост. Хандыга–Тыры нижняя подсвита (270 м) сегеняхской свиты содержит два покрова базальтов (120 и 70 м). Мощность верхней подсвиты достигает 85 м при полной мощности свиты 355 м. Мощности вышележащих *маучанской* и *троговской свит* оцениваются в 275 и 265 м соответственно; при этом в составе троговской свиты увеличивается роль терригенной составляющей и в различной степени известковые и доломитовые пестроцветные песчаники образуют пачки от 20 до 50 м мощностью и составляют не менее половины разреза свиты. Аналоги коралловой свиты и, возможно, верхние слои троговской свиты в пределах Менкюле-Тыринского СР отсутствуют из-за предфаменского размыва. В южном направлении мощности всех свит сокращаются, весь комплекс франских отложений становится более однородным, а амплитуда предфаменского размыва возрастает. В бассейне р. Белая мощности покровов базальтов сокращаются до 100 м (иногда он распадается на два покрова) и 15 м, а мощность всей толщи франских отложений не превышает 280 м. Согласно данным [Горлова и др., 2005], здесь присутствует только сегеняхская свита, но нельзя исключать и наличие маучанской и троговской свит [Гурьев и др., 1989ф].

Накалинская свита с размывом залегает на разных горизонтах отложений франского возраста (рис. 3). Наиболее полные выходы были задокументированы в северной части региона. Представлена чередованием зелено- и сероцветных песчаных известняков и известковых песчаников (280 м), сменяющихся вверх по разрезу (200 м) глинистыми и битуминозными известняками, на которые ложатся известковые и туфогенные песчаники (80 м). В основании свиты присутствует единичный покров трахибазальтов мощностью до 70 м. По латерали состав формации может варьировать: появляются пласты доломитов, заметно увеличивается количество туфогенных песчаников; в других разрезах терригенная составляющая сильно редуцирована. В южном направлении увеличивается роль доломитов и терригенного материала и в составе свиты преобладают серые до зеленовато-серых песчаные доломиты. В песчаниках постоянно встречаются зерна хромсодержащих минералов в оторочке зеленого фуксита [Коновалов и др., 2004ф]. В основании свиты встречаются линзы и прослои карбонатных конгломератов.

Мощность свиты в наиболее полных разрезах убывает с севера на юг от 630 до 250 м, но локально она резко сокращается или полностью выпадает из

разреза из-за предкаменноугольного размыва. Мощность объединенных отложений достигает 2100 м.

Свита содержит брахиоподы *Leiorhynchus ursus* (Nal.), L. aff. *baschkiricus* (Tschern.), *Plicatifera* cf. *meisteri* (Peetz), *Streptorhynchus* ex gr. *devonicus* (Orb) (определения М. А. Ржонсницкой), датирующие возраст вмещающих отложений фаменским ярусом [Казакова и др., 2013].

Терригенные и карбонатные породы формации характеризуются повышенным содержанием Ti, Cr, Co, Cu, As, Mo, Pb.

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Южно-Верхоянская СФО

Сетте-Дабанская СФЗ

Тыры-Бурхалинский СР

Розовская, левосахаринская и накалинская свиты объединенные ($D_{1-3}Z \div nk$) закартографированы в узкой полосе от бассейна р. Лев. Сахара (руч. Габбро) до р. Прав. Суордах. На карте объединены из-за незначительной ширины их выходов.

Розовская свита в стратотипическом районе (р. Лев. Сахара, руч. Розовый) залегает на гипергенно измененных породах силура и в основании сложена пестроокрашенной (вишневым, красным) грубообломочной пачкой (10–50 м), состоящей из конгломератов, гравелитов, песчаников. Отмечены прослои желто-вишнево-серых, серых, зеленовато-серых туффитов кристалло-, литокристалло-, кристалло-литокластических мощностью в несколько десятков сантиметров, иногда с отчетливой флюидальной текстурой. На некоторых участках в пачке доминируют пестрые туфоалевролиты. Выше по разрезу следуют серые доломиты, песчанистые доломиты с оранжевой, желто-красной поверхностью выветривания. Вблизи кровли отмечен маломощный прослой (до 25 см) серого скрытокристаллического туфа щелочного трахита.

Мощность свиты достигает 250 м, сокращаясь до 0 м вследствие предфранского и предфаменского размывов.

В верхнем течении р. Прав. Суордах А. Е. Соболевым были собраны остатки среднедевонских кораллов *Thamnopora* cf. *cervicornis* (Blainv.), *Cladopora* sp. indet. С учетом данных по более северным районам, где в фациальных аналогах розовской свиты (комарская свита [Альховик, Баранов, 2001], тихийская свита [Казакова и др., 2013]) были собраны остатки кораллов эмса, возраст рассматриваемого таксона принимается ранне-среднедевонским.

Левосахаринская свита с размывом залегает на доломитах розовской свиты (рис. 3) и в основании содержит карбонатно-терригенную пачку (22–25 м), сложенную песчаниками, песчанистыми доломитами, алевролитами вишнево-серой, красной, зелено-серой окраски. В базальном пласте гравелитов (до 1 м) присутствуют обломки подстилающих пород. Выше следуют серые, на поверхности красно-бурые и оранжевые песчанистые доломиты и кварц-доломитовые песчаники (15–50 м). Завершает разрез толща доломитов, глинистых и песчанистых доломитов желтых, розово-желтых, серых с прослоями (0,3–2 м) кварц-доломитовых песчаников и светло-зеленых, зеленых алевролитов (215–230 м).

К северу от междуречья Лев. Сахара–Ветвистый в подошве свиты появляется покров базальтов мощностью до 20–25 м, коррелируемый с покровами базальтов в нижней подсвите сегеняхской свиты.

В стратотипическом районе, на левом склоне руч. Розовый в 60–70 м от подошвы свиты обнаружены остатки кораллов *Coenites* cf. *arrectus* Koksch., *Alveolitella* cf. *polenowi* (Peetz), а также конодонты *Polygnathus pseudofolius* Hinde, *P. decorosus* Stauff. Большая часть форм имеет широкий возрастной диапазон – от среднего девона до франского яруса. Интервал распространения *Coenites arrectus* Koksch. ограничен франским ярусом.

Мощность свиты достигает 300 м, сокращаясь до 0 м вследствие префаменского размыва.

Породы левосахаринской свиты содержат в количествах, превышающих региональный фон, V, Co, Cu, Ga, Mo, Li, Cr, Pb.

Накалинская свита несогласно перекрывает отложения левосахаринской. Представлена преимущественно серыми песчанистыми доломитами с бурой или желто-коричневой поверхностью выветривания и кварцевыми песчаниками с доломитовым цементом, количество которых нарастает вверх по разрезу. В основании свиты присутствуют единичные прослои и линзы конгломератов, в кровле – прослои ракушняковых песчанистых известняков (до 0,5 м). В терригенных разностях отмечены редкие и мелкие зерна черных хромсодержащих минералов в оторочке ярко-зеленого фуксита.

Мощность свиты колеблется от 150 до 300 м, но локально выпадает из разреза в связи с предкаменноугольным размывом.

Фаменский возраст подразделения подтвержден находками на площади листа остатков брахиопод *Cyrtospirifer* ex gr. *archiaci* Murch., *C.* cf. *tschernyschewi* (Khalf.), *Athyristau* Mal., *Validospirifer*(?) sp. indet., *Tripdorostellani* sp. indet., *Athyris* sp. indet., *Leiorhynchus*(?) sp. [Гурьев и др., 1984; Сагир и др., 1990ф; Горлова и др., 2005].

В южной части Тыры-Бурхалинской СР в основании свиты отмечается локально развитый горизонт до 12 м мощностью эффузивных, вулканогенно-обломочных и осадочно-пирокластических пород, имеющий весьма сложное внутреннее строение и представленный пикритами, замещающимися по латерали слоистыми серыми, темно-зелеными, темно-серыми туфами и ксенотуфами. Они перекрываются пачкой ксенотуфов и кристаллолитов- и литокристаллокластических массивных туфов, образующих отчетливо стратифицированный горизонт мощностью 20–30 м, реже до 60 м. Обломки пород ксеногенного происхождения имеют размеры от первых миллиметров до 3–4 см, редко 6–12 см и представлены, наряду с доломитами, щелочными сиенитами и микросиенитами в различной степени ожелезненными, апатит-полевошпатовыми и флогопитовыми слюдами, кварцитами, щелочными пикритами, алевролитами. В подчиненном объеме отмечены обломки витрокластов хлорит-рутил-флогопитового, слюдисто(флогопит)-карбонатного, слюдисто-железистого состава, литокласты кальцит-барит-флогопитового состава с идиоморфными кристаллами апатита, рутила, кристалло-литокластических туфов, пироксен-слюдяных (флогопитовых) пикритов порфировой структуры, анкеритовых карбонатитов, выделений апатит-карбонатно-железистого состава [Горлова и др., 2005].

Завершает разрез вулканогенной пачки переслаивание через 5–20 см туфов, туфопесчаников и туфоалевролитов (12–13 м) розовых, красных, вишневых и серо-зеленых. Туфы псаммитовые, псаммит-псефитовые кристалло-литокластические и кристаллокластические. Общая мощность горизонта вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород в основании накалинской свиты составляет обычно 30–40 м, возрастая иногда до 80–90 м [Горлова и др., 2005].

Мощность объединенных отложений достигает 300 м.

Породы характеризуются повышенными и высокими содержаниями TiO_2 , MnO , P_2O_5 , низкой глиноземистостью, резко калиевой специализацией, обогащены Zr, Y, Nb, почти всеми лантоноидами, исключая Lu, а также Cs, Hf, Ta, Th, Tl, U.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Южно-Верхоянская СФО

Сетте-Дабанская СФЗ

Джалканский СР

Курпанджинская, переломная и менкюленская свиты объединенные (D_3-C_1kr-mn). На карте объединены из-за незначительной ширины их выходов.

Курпанджинская свита залегает с разрывом на отложениях франского возраста. Представлена толщей базальтов и трахибазальтов с линзующимся пластом гравелитов и конгломератов (до 6–8 м) в основании. Мощность эффузивов достигает 150–200 м, но сокращается до полного выклинивания из-за предкаменноугольного размыва. Покровы представлены порфировыми миндалекаменными базальтами темно-серого цвета, часто с шаровой отдельностью. Породы характеризуются обилием миндалин (до 50%) и значительным количеством вкрапленников плагиоклаза и клинопироксена. Количество основной массы с интерсертальной структурой невелико. Миндалины выполнены хлоритом, карбонатом, эпидотом, кварцем и иногда содержат самородную медь. В базальтах отмечаются иголки апатита, редкие зерна сфена и рудного минерала. Породы подвержены постмагматическим изменениям, выражающимся в хлоритизации, эпидотизации и альбитизации. По химическому составу (табл. 4) среди базальтов фамена резко преобладают нормальные натриевые базальты.

Переломная свита залегает с разрывом на покрове базальтов курпанджинской свиты. Она представлена зеленовато-серыми, серыми, иногда пестроцветными глинистыми и песчанистыми известняками с подчиненным количеством калькаренигов и туфоалевролитов. В основании расположен линзующийся пласт конгломератов и гравелитов (5 м). Свита также содержит горизонты медистых песчаников, характеризуется резкой фациальной изменчивостью и локальным распространением. Наибольшая мощность свиты – 350 м, но она быстро сокращается до 0 м, как из-за предкаменноугольного размыва, так и выклинивания отдельных пачек.

Химический состав фаменских базальтов

Точка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	SO ₃	ппп	Сумма
1	48,71	1,8	12,4	9,31	3,16	0,15	4,32	8,41	4,48	0,18	0,12	3,65	2,81	0,01	6,46	99,51
2	45,81	0,62	13,14	6,36	1,87	0,19	3,44	14,91	3,14	0,62	0,05	8,32	1,58	0	9,9	100,05
3	49,45	2,53	12,84	8,99	4,89	0,17	7,52	7	3,88	0,2	0,28	0	2,95	0	2,95	100,7
	V	Cr	Co	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
1	208	153	39,70	49,10	<2	74,30	21,90	118	9,08	41,30	8,55	19,60	2,62	12,10	3,41	1,21
2	150	323	15,40	51,10	10,10	469	15,70	29,20	2,14	98,60	4,43	8,28	1,24	5,64	1,69	0,73
3	365	124	45,60	66,10	2,90	110	36,30	137	14,30	86,20	20,60	47,70	6,20	27,80	6,68	1,95
	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	Sc			
1	4,13	0,74	4,39	0,91	2,46	0,37	2,43	0,36	3,41	0,70	1,00	0,60	34,20			
2	2,26	0,43	2,80	0,62	1,78	0,28	1,86	0,28	0,96	0,15	0,63	0,80	28,00			
3	7,46	1,26	7,09	1,42	3,73	0,50	3,12	0,42	4,45	1,05	2,23	0,69	33,20			

1–3 – трахибазальты, покровы р. Джалкан (неопубликованные данные А. В. Костина, ИГАБМ СО РАН).

В средней части свиты найдены *Validospirifer*(?) vel. *Enchondrospirifer*(?) sp. indet., *Enchondrospirifer*(?) ex gr. *communis* (Sid.), *Platyspiriferinae*(?) gen. et sp. indet., свидетельствующие, по заключению К. В. Симакова, о позднефаменском возрасте вмещающих пород [Гурьев и др., 1984].

Менкюленская свита распространена локально в пределах северо-восточной части территории листа, где согласно или с незначительным перерывом залегает на карбонатных толщах переломной свиты. Нижняя часть свиты сложена ритмично переслаивающимися пестроцветными песчаниками, калькаренитами, гравелитами, алевролитами (до 330 м); локально в нижней части свиты появляется мощная (до 200–250 м) пачка, состоящая преимущественно из песчаников с прослоями алевролитов. Верхняя часть свиты сложена пестроцветными калькаренитами, песчаниками, алевролитами с прослоями гравелитов и (в кровле свиты) криноидными песчанистыми известняками. В бассейне р. Джалкан в верхней части свиты локально присутствуют два покрова базальтов мощностью 8 и 20 м. Свита содержит линзы и горизонты медистых песчаников с промышленным содержанием меди.

Наибольшая мощность свиты – 600 м, но она быстро сокращается до 150 м как из-за предкуранахского размыва, так и (в большей степени) из-за выклинивания отдельных пачек.

Мощность объединенных отложений – 150–1150 м.

Нижняя часть свиты охарактеризована остатками верхнедевонских фораминифер и водорослей [Брежнева, 1998]. В средней части свиты была найдена фауна, указывающая на турнейский возраст отложений [Гурьев и др., 1989ф; Коновалов и др., 2004ф; Кропачев и др., 1980].

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Отложения каменноугольной системы широко развиты в восточной части территории листа Р-53 в пределах Верхоянской и Южно-Верхоянской СФО. В раннем карбоне повсеместно происходит смена карбонатного осадконакопления на терригенное и начинается накопление мощной толщи терригенных пород, выделенной Н. П. Херасковым в 1938 г. под названием «верхоянский комплекс». Мощность каменноугольных отложений на севере листа Р-53 достигает 4500–5000 м.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Южно-Верхоянская СФО

Сетте-Дабанская СФЗ

*Нюкунинский, Менкюле-Тыринский, Тыры-Бурхалинский,
Менкюле-Аллахюньский СР*

Якская и хамамытская свиты (*C₁jak+hm*) объединены из-за небольшой мощности первой.

Якская свита с разрывом залегает на различных горизонтах девона, силура и ордовика. В стратотипе нижняя часть свиты (25 м) сложена пестроцветными известковыми и доломитовыми песчаниками, у подошвы свиты с линзами и прослоями (до 2,5 м) гипсов и гравелитов и конгломератов. Галька и гравий хорошо окатаны и представлены кремнями, пестроокрашенными известняками и доломитами. В верхней части свиты (50–55 м) залегают серые и темно-серые органогенно-обломочные доломитистые известняки, косослоистые известковые песчаники, алевролиты и аргиллиты.

Мощность свиты в стратотипе составляет 75 м, но локально как возрастает до 300 м, так и сокращается до первых метров (рис. 3).

Из отложений свиты на площади листа собраны фораминиферы *Bisphaera* sp., *Vicinisphaera*(?) sp., *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reithl.), *Septaglomospiranella* aff. *romanica* Lip., *S. nana* Reithl., *Septabrundiina kingirica* Reithl., *Tournayella discoidea* Dain., *Endothyra latispiralis* Lip., *E. kosvensis* Lip., *Planoendothyra* cf. *tchikmanica* (Mal.), *Paleospiroplectamina tchernyshinensis* (Lip.), указывающие на позднетурнейский возраст вмещающих пород [Кропачев и др., 1988а].

В южной части региона в бассейне р. Аллах-Юнь над накалинской свитой появляется мощная толща (до 250–280 м), сложенная чередующимися пачками валунно-галечных конгломератов с обломками подстилающих девонских, силурийских и ордовикских доломитов, песчаников с доломитовым цементом и песчанистых доломитов и известняков. В основании этой толщи присутствует пачка конгломератов мощностью до 50 м. Согласно данным [Ян-жин-шин, 2003; Горлова и др., 2005ф], эта пачка рассматривается как основание якской свиты. В то же время, ряд геологов указывает на ее, вероятно, позднефаменско-раннетурнейский возраст и отсутствие видимого несогласия в ее подошве, на основании чего объединяют конгломераты в единый осадочный комплекс с фаменскими отложениями [Гурьев и др., 1986; Гурьев и др., 1989ф].

Хамамытская свита согласно перекрывает якскую или несогласно залегает на разных горизонтах девона, силура и ордовика и сложена однообразной толщей серых, темно-серых известняков, песчанистых известняков, калькаренитов с характерной пепельно-серой окраской поверхности выветривания. Отмечаются линзовидные стяжения темных кремней. Широко развиты органогенные и органогенно-обломочные известняки с многочисленными кораллами, криноидеями, брахиоподами и иной фауной. Мощность свиты колеблется от 0 до 450 м [Ян-жин-шин, 2003], но в большинстве разрезов не превышает 250–300 м (рис. 3).

Мощность объединенных свит достигает 750 м.

Из отложений свиты собраны остатки турнейских брахиопод *Fusella ussiensis* (Tolm.), *Camarotoechia biplex* (Tolm.), табуляты *Michelina* ex gr. *tenuisepta* (Phillips) и фораминифер *Septabrunsiina* cf. *sibirica* Bog., *Endothyra donbassica* Brazhn., *E. corallovajatsis* (Voiz.), *E. tuberculata* Lip., *E. ex gr. latispiralis* Lip., *Septaglomospiranella compressa* Lip., *S. ex gr. primaeva* Raus., *S. kazakhstanica* Reitl., *S. cf. grozdilovae* Pojark., *Tournayella discoidea maxima* Dain., *Pseudoplanoendothyra rotai* (Dain.), *Chernyshinella triangula* Lip., *C. paraglomiphormis* Lip., *Bisphaera elegans* Viss., *B. malevkensis* Bir., *Earlandia* ex gr. *vulgaris* Raus. et Reitl., *Palaeospiroplectammina* cf. *tchernyshinensis* (Lip.), определяющих поздне-турнейский возраст вмещающих слоев [Горлова и др., 2005; Гурьев и др., 1989ф; Кропачев и др., 1988а].

Джалканский, Ньюкунинский, Менкюле-Тырынский, Тыры-Бурхалинский, Менкюле-Аллахюньский СР

Куранахская толща и чугучанская, овлачанская свиты объединенные (С-Жг÷ов). На карте объединены из-за незначительной ширины их выходов.

Куранахская толща на большей части территории согласно, с постепенным переходом залегает на известняках хамамытской свиты или же несогласно перекрывает менкюленскую свиту и разные горизонты девона и силура. Свита имеет трехчленное строение и ее характерной особенностью является широкое развитие карбонатных турбидитов с подводно-оползневыми складками и другими признаками склоновой седиментации [Худолей и др., 1991]. Нижняя ее часть (250–300 м) образована чередованием (через 2–3 м) темно-серых глинистых известняков и пачек тонкого переслаивания этих известняков с темными аргиллитами, иногда кремнистыми. В средней части свиты (350–400 м) преобладают калькарениит-кальцилитовые турбидиты, нередко формирующие как редуцированные, так и полные циклы Боума. В турбидиты включены тела олистостромов (до 5–7 м) с обломками известняков, доломитов, песчаников, локально их количество достигает 50 % объема пачки. В верхней части свиты (250–300 м) калькаренииты чередуются с прослоями глинистых известняков и пачками их переслаивания с известковыми аргиллитами. В бассейне р. Тыры в нижней части свиты отмечается покров базальтов. В разных частях разреза свиты присутствуют прослои витрокластических туфов среднего и кислого составов [Булгакова, 1976], широко развиты горизонты с подводно-оползневыми складками.

В наиболее полных разрезах на севере региона в бассейнах рек Тыры и Вост. Хандыга и южнее – в бассейне р. Белая мощность свиты достигает 1050–1200 м. В то же время стратон характеризуется фациальной изменчивостью и значительные части ее разреза могут быть сложены известковыми аргиллитами с крупными олистостромами карбонатного состава. Из-за выклинивания отдельных пачек мощность свиты локально убывает до не более чем 180–200 м.

На изученной территории свита фаунистически не охарактеризована, а на сопредельных с севера площадях (бассейн р. Тыры) из нее отобраны раннекаменноугольные (визейские) фораминиферы и другая фауна [Горлова и др., 2005; Гурьев и др., 1989ф; Кропачев и др., 1988а].

Относительно регионального геохимического фона, породы в избытке содержат Ti, V, Co, Ni, Cu, Ga, As, Mo, Pb, P, Cr, Mn, Li, при дефиците Ag, Sn, Ge, B, Zn. По всему разрезу в единичных пробах установлены концентрации Nb – 0,003–0,007 %.

Чугучанская свита представлена преимущественно тонкозернистыми известковистыми массивными песчаниками и алевролитами. По всему разрезу встречаются линзы органогенно-обломочных известняков, сложенных обломками члеников стеблей морских лилий. Мощность прослоев известняков колеблется в пределах от 0,1 до 1 м.

Фаунистически свита охарактеризована преимущественно брахиоподами *Rhipidomella altaica* (Tolm.), *Schizophoria resupinata* (Martin), *Ortholetes keokuk* (Hall), *O. kaskaskiensis* (McChesney), *Echinoconchus punctatus* (Martin), *Ech. taimyrensis* Einor., *Buxtonia scabriculoides* (Paeck.), *Fluctuaria undata* (Defrance), *Stratifera striata* (Fischer), *Syringothyris texta* Hall, *Neospirifer djenaicus* Litv., *Spirifer* ex gr. *trigonalis* Martin, *Brachythyris atbasarica* Nal., *Composita trinuclea* (Hall), *C. subquadrata* (Hall), *Andreaspira snjatkovi*; значительно реже гастроподами *Mourlonia striata* (Sow.), *Phymatifer tuberosus* Kon., *Nodospira ornata* Joch. et Dutro; также отмечены единичные находки пелеципод *Edmondia* cf. *uralica* Janisch., *Myalina mونسensis* Ryckh; трилобитов *Phillipsia* sp. [Возин, 1965; Решения Третьего..., 2009], указывающих на средневизейский возраст подразделения (чугучанский горизонт).

Мощность свиты колеблется в пределах 220–250 м.

Овлачанская свита согласно перекрывает чугучанскую. Основную часть овлачанской свиты составляют черные и темно-серые аргиллиты и алевролиты, локально известковые и песчаные, образующие толщу переслаивания с нечетко выраженными пачками (до 30 м). Отмечены редкие прослои кальцилитов, в отдельных интервалах наблюдались конкреции марказита.

Видимая мощность свиты достигает 350 м, а общая мощность объединенных куранахской толщи и чугучанской, овлачанской свит достигает 1400 м.

В бассейне рек Тыры и Вост. Хандыга из овлачанской свиты собраны фаунистические остатки (фораминиферы, гониатиты, брахиоподы), указывающие на поздневизейский возраст пород овлачанской свиты [Горлова и др., 2005; Гурьев и др., 1989ф; Кропачев и др., 1988а].

Алевролиты овлачанской свиты имеют альбит-кварцевый состав обломочной части с акцессорным цирконом и новообразованиями хлорита, турмалина, серицита. Примесь известкового материала составляет до 30 % пород, присутствует углеродисто-глинистое вещество.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ
Южно-Верхоянская СФО
Томпонская, Аллах-Юньская СФЗ

Хатынахская и наталинская свиты объединенные ($C_{1-2}ht+nt$).

Хатынахская свита без видимого несогласия залегает на овлачанских известковых алевролитах, но локально трансгрессивно залегает и на более древних свитах верхнего девона – нижнего карбона. Свита образована в основном темно-серыми алевролитами горизонтально- и волнистослоистыми, содержащими прослой и горизонты черных аргиллитов, серых, светло-серых кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников. В разрезе содержатся также маломощные линзы черных известняков. Характерны крупные конкреции марказита, вкрапленность пирита.

Мощность свиты в пределах площади оценивается в 200–350 м.

В бассейне ручьев Югарь–Миска в основании свиты собраны брахиоподы *Neospirifer licharewi* Abr., *Punctospirifer* cf. *acuticostatus* (Masl.), характерные для башкирского яруса среднего карбона. В северных районах Сетте-Дабана (р. Вост. Хандыга) в отложениях свиты содержатся также органические остатки серпуховского яруса. Подразделение является стратотипическим для одноименного горизонта, объем которого ограничен поздним серпуховым – ранним башкиром.

Хатынахская свита начинает разрез верхоянского терригенного комплекса, имеющего относительно однородный состав пород. Поэтому петрографическая и геохимическая характеристики входящих в комплекс стратонов будут приведены ниже, после их литолого-стратиграфического описания.

Наталинская свита согласно, с постепенным переходом перекрывает отложения хатынахской и образована серыми, темно-серыми алевролитами с подчиненными прослоями тонко- и мелкозернистых темных песчаников и пачками тонкого (доли миллиметров – первые сантиметры) переслаивания алевролитов и тонкозернистых песчаников. В разрезе содержатся отдельные пласты (3–20 м) известковых песчаников, содержащих перекристаллизованные членики криноидей. Местами в породах отмечена послойная вкрапленность пирита.

Наибольшая мощность свиты отмечается на северо-западе региона, где она оценивается в 1200 м. В восточном и южном направлениях она сокращается до 550–600 м.

Мощность объединенных свит составляет 750–1350 м.

Типичной особенностью пород хатынахской и наталинской свит является широкое развитие тонкозернистых турбидитов с характерным набором осадочных структур и линзовидных прослоев тонкозернистых косослоистых песчаников – вероятных продуктов их перемыва подводными течениями [Худолей и др., 1995].

Среднекаменноугольный (башкирский ярус) возраст обоснован находками брахиопод и пелеципод [Абрамов, 1970; Горлова и др., 2005].

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Верхоянская СФО

Тукуланская, Куранах-Барайынская СФЗ

Имтанджинская свита (C_{2im}) без видимого несогласия залегает на нижнекаменноугольных отложениях и на участках, где последние отсутствуют, с угловым несогласием перекрывает ордовикские и девонские отложения [Ковалев, Мозалевский, 1998].

Нижняя часть свиты мощностью 250–450 м сложена черными глинистыми неслоистыми алевролитами с прослоями (1–5 м) темно-серых песчанистых известняков. В основании свиты залегает 10–15-метровый пласт песчанистых известняков, переходящих по простиранию в алевролиты песчанистые, известковые.

Верхняя часть свиты (300–700 м) сложена алевролитами черными, в нижней части толщи песчанистыми полосчатыми, выше глинистыми неслоистыми, с единичными прослоями (1–2 м) песчаников зеленовато-серых мелкозернистых тонкослоистых полевошпатово-кварцевых. Мощность свиты возрастает в северо-западном направлении от 600 до 1200 м.

В свите обнаружены брахиоподы *Settedabania* cf. *stepanovi* Abr., *Jakutoproductus* aff. *contispinus* Gan. (in lilt.), которые, по заключению Г. Е. Черняка, характерны для наталинского горизонта среднего карбона Южного Верхоянья [Ковалев, Мозалевский, 1998].

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Солончанская свита (C_{2sl}) согласно залегает на имтанджинской. В основании свиты присутствуют 3–4 пласта серых мелко- и среднезернистых массивных (мощностью 3–5 м) песчаников, выше которых лежат алевролиты черные неслоистые песчанистые с отдельными пластами (2–3 м) мелко-среднезернистых песчаников. Мощность описанной части свиты достигает 600 м. Верхняя часть свиты мощностью до 400 м содержит большое количество пластов песчаников. В кровле свиты присутствуют три сближенных пласта (15–20 м) песчаников зеленовато-серых, серых мелко-среднезернистых полевошпатово-кварцевых.

Мощность свиты варьирует в пределах 800–950 м.

В свите обнаружены редкие остатки брахиопод *Linoproductus* ex gr. *cora* (Orb.), *Spirifer* sp. indet., *Pseudosyrinx* sp. indet., гастропод *Bellerophon* cf. *charaulachensis* Kul. (определения М. В. Куликова, В. М. Заводовского). Также собраны многочисленные остатки брахиопод *Verchojania* ex gr. *cheraskoli* (Kasch.), *V. tajmyrensis* (Ustr.), *Kitakamithyris* aff. *complanata* Pavl, и др., а также флора *Rufioria* cf. *theodori* (Zal. et Tschirk.) S. Meyen, *R. intermedia* (Radcz.) S. Meyen и др., подтверждающие позднебашкирско-касимовский возраст свиты [Ковалев, Мозалевский, 1998].

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Южно-Верхоянская СФО

Томпонская СФЗ

Экачанская и суркечанская свиты объединенные (C_{2-3ek+sk}). Экачанская свита согласно залегает на подстилающих отложениях наталинской и характеризуется однообразным строением и фациальной выдержанностью. Она имеет существенно алевролит-аргиллитовый состав и образована переслаиванием пачек 3–30 м алевролитов с разной размерностью зерна и песчанистостью, в которой содержатся линзы и маломощные (до 1 м) прослои известковых песчаников, иногда с остатками криноидей и микрофауны. Цвет пород – от черного до темно-серого. В средней части свиты содержатся линзовидные включения (до 1,6 м) органогенного известняка.

Наибольшая мощность свиты отмечается на северо-западе региона, где она оценивается в 1100 м. В восточном и южном направлениях она сокращается до 800–900 м.

В разных частях свиты были найдены гониатиты *Kaytoceras triangulare* Ruzh. et Zan., брахиоподы *Orulganina* cf. *tukulaensis* (Kasch.), *O. naumovi* Sol., *Linoproductus simensis* (Tschern.), *Verchojania cheraskowi* (Kasch.), *Paeckelmanella* aff. *expansa* Tschern., *Canocrinella alazeica* Zar., *Lanipustula natalinensis* Abr. et Grig., *Rhynchopora arctica* Lich. et Einor, *Taimyrella* cf. *pseudoderwini* Einor, *Cleiothyridina* sp., *Eumetria* sp., *Spirifer ekatchanensis* Abr., *S. cancriniformis* (Tschern.), *Ovatia* cf. *zimkini* Abr., *Canocrinella* cf. *cancriniformis* (Tschern.), *Cleiothyridina* cf. *pogrebovi* Abr., пелеципод: *Orthotetes* ex gr. *regularis* (Waagen), фораминиферы *Trepeilopsis grandis* Cushman et. Water., что, с учетом сборов фауны в стратотипической местности, указывает на средне-позднекаменноугольный возраст вмещающих слоев [Абрамов, 1970; Горлова и др., 2005, Казакова и др., 2013].

Суркечанская свита характеризуется согласной с экачанской свитой границей. Отличается от выше- и нижележащих отложений более грубообломочным составом, что определяет ее маркирующую роль в разрезе верхоянского комплекса данной территории. Свита имеет более грубый состав, чем подстилающая экачанская свита и образована темно-серыми песчанистыми и грубозернистыми алевролитами и алевро-аргиллитами, образующими тонкие ритмиты с осадочными структурами, характерными для тонкозернистых турбидитов [Худoley и др., 1995]. Присутствуют редкие слои (7–10 м) мелкозернистых песчаников. Местами в породах отмечена послойная вкрапленность пирита.

Мощность свиты на севере и в центральной части Томпонской СФЗ составляет 300–400 м, а в бассейне р. Аллах-Юнь ее мощность возрастает до 800–900 м, а состав пород становится заметно более грубозернистый с широким развитием песчаников и пачками конгломератов, содержащими гальку известняков, доломитов, песчаников, кремней, изверженных пород основного и кислого составов, роговиков [Горлова и др., 2005].

Мощность объединенных свит 1350–1450 м.

В породах свиты обнаружены *Brachythyryna ripheica* Step., *Sanguinolites verchojanicus* Muromz., *Edmondia* cf. *nebrascensi* (Gein.), *Verchojanina cheraskowi* (Kasch.), *Spiriferella* ex gr. *praesaranae* Step., *Linoproductus* sp., *Aviculopecten* sp., *Cleiothyryna* cf. *pogrebovi* Abr., *Ovatia* cf. *simkini* (Abr.), *Cancrinella* cf. *cancriniformis* (Tschern.) [Горлова и др., 2005], что, с учетом сборов брахиопод и пелеципод в стратотипической местности, указывает на позднекаменноугольный возраст свиты [Абрамов, 1970].

Суркечанская свита является рудовмещающей для стратиформных золото-кварцевых жил оночалах-дуэтского типа.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхоянская СФО

Куранах-Барайынская СФЗ

Кыгылтасская свита (C_3kg) согласно залегает на солончанской. Она имеет четкое двучленное строение. Нижняя часть свиты (200–600 м) сложена черными глинистыми алевролитами с редкими тонкими (0,1–1,0 м) прослоями мелкозернистых полевошпатово-кварцевых песчаников. Свита содержит маркирующий пласт мощностью 15–20 м, представляющих собой глинистые алевролиты, насыщенные неокатанными обломками известняков и доломитов, широко распространенных в карбонатном комплексе Сетте-Дабана.

Верхняя часть свиты мощностью 300–600 м наряду с алевролитами содержит прослои мелкозернистых полимиктовых песчаников, количество и мощность которых возрастает в разрезе свиты в западном направлении.

Мощность свиты изменяется от 500 до 1200 м в западном направлении.

Согласно Решениям МРСС [Корень, Котляр, 2009] и учитывая последние находки аммоноидей [Кутыгин и др., 2008], возраст кыгылтасской свиты принимается как касимовский–гжельский. В пределах листа Q-53 свита детально охарактеризована находками двустворок и брахиопод, свидетельствующих о позднекаменноугольном возрасте. В пределах листа P-53 в описанных отложениях собраны остатки брахиопод *Linoproductus* ex gr. *cora* (Orb.), *Attenuatella omolonensis* Zav., *Verchojanina* cf. *cheraskowi* (Kasch.), характерные также для позднего карбона [Ковалев, Мозалевский, 1998], однако здесь же авторами отмечены находки *Jakutoproductus verchojanicus* (Fred.), появление которых в современных публикациях указывается только в ассельском ярусе.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Южно-Верхоянская СФО

Томпонская СФЗ

Ольчанская свита (C_3-P_{ol}) согласно залегает на подстилающих отложениях (суркечанская свита) и представлена переслаиванием массивных и тонкослоистых алевролитов и алевро-аргиллитов. В основании свиты залегает пачка черных аргиллитов до 60 м мощностью. Верхняя часть разреза образована преимущественно алевролитами и песчанистыми алевролитами

преимущественно линзовидно- и горизонтальнослоистыми. На разных уровнях свиты наблюдаются осадочные структуры, типичные для турбидитов [Худолей и др., 1995]. Песчаники и алевролиты имеют преимущественно полевошпат-кварцевый состав.

Мощность свиты составляет 800–1000 м.

Свита содержит, согласно определениям Б. С. Абрамова, остатки нижнепермских брахиопод *Jakutoproductus verchojanicus* (Fred.), *J. crassus* Krasch., *Anidanthus boikowi* (Step.), *Paeckelmannia pseudobrama* (Zav.) [Ковалев, Мозалевский, 1998], однако на территории прилегающего с севера листа обособлен позднекаменноугольно-раннепермский возраст подразделения [Р. И. Протопопов и др., 2016].

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Отложения пермской системы широко развиты в северной и восточной частях листа Р-53 и присутствуют как в пределах Верхоянского складчатонадвигового пояса (Верхоянская и Южноверхоянская СФО), так и на окраине Сибирской платформы (Вилуйская СФО). Полный разрез пермской системы представлен только на севере листа, где его мощность достигает 4500–5000 м. Возраст свит в рамках трехчленного деления пермской системы приводится по аналогии с соседними листами Р-54 [Казакова и др., 2013] и Q-53 [Протопопов и др., 2015].

ПРИУРАЛЬСКИЙ (НИЖНИЙ) ОТДЕЛ

Южно-Верхоянская СФО

Аллах-Юньская СФЗ

Халыинская свита (P_{hl}) распространена на севере и юго-востоке площади листа. Она согласно залегает на отложениях верхнего карбона. Свита построена следующим образом. В нижней ее части среди алевролитов наблюдается линзующийся горизонт подводно-оползневого происхождения мощностью 5–50 м с обломками известняков, алевролитов, песчаников, средних эффузивов, гранитов, кварцитов. Выше залегают черные, темно-серые слоистые алевролиты, чередующиеся с редкими пластами мелко-среднезернистых песчаников. Количество последних несколько увеличивается по разрезу, в них появляются линзующиеся слои (1 м) гравелитов и конгломератов. В бассейне р. Белая и севернее песчаники постепенно замещаются алевролитами; гравелиты и конгломераты исчезают. Свита вмещает пластовые жилы с золото-кварцевой минерализацией.

Мощность свиты незначительно изменяется с юга на север от 750 до 550 м.

Судя по находкам брахиопод *Jakutoproductus verchojanicus* (Fred.), *Chonetes brama* Fred. и *Sanguinolites*(?) sp., возраст свиты раннепермский [Горлова и др., 2005].

Бонсолчанская свита (P_{bn}) залегает согласно на подстилающих отложениях нижней перми. Строение ее регрессивное, тонко-мелкоритмичное. В бассейне р. Белая в нижней части (430 м) свиты наблю-

даются глинистые листоватые черные аргиллиты с прослоями алевролитов, количество которых повышается в южном направлении, где наблюдается их чередование с единичными пластами песчаников (до 1 м). Верхняя часть свиты (430 м) имеет алевролитовый состав с прослоями песчанистых разностей и единичных пластов песчаников до 1 м. Наряду с массивными разностями здесь широко представлены пачки тонких ритмитов, иногда с элементами турбидитового строения. В северном направлении в составе свиты резко преобладают алевролиты. Мощность отложений составляет 860 м, но варьирует по региону от 700 до 900 м [Горлова и др., 2005].

Породы свиты содержат многочисленные остатки раннепермской ископаемой фауны, чаще всего *Jakutoproductus verchoyanicus* (Fred.), *J. rugosus* Gan., *Anidanthus boikowi* (Step.), *Cancrinella janischewskiana* (Step.), *Leiorhynchoidea ripheica* (Step.) и др., характерные как для бонсолчанской, так и халыинской свит Южного Верхоянья [Казакова и др., 2013; Клец, 2005].

Томпонская СФЗ

Побединская свита (P_{pb}) согласно залегает на ольчанской свите. Свита сложена преимущественно сероцветными и черными алевролитами с переменным количеством аргиллитов (10–30 %). Алевролиты песчанистые и глинистые с линзами кремнистых алевролитов. В породах наблюдается полосчатость, прерывистая и горизонтальная слоистость, оползневые текстуры, конкреционные стяжения кремнисто-глинистых пород. Встречаются пласты (до 5 м) мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников. Слоистые разности пород преобладают в верхней части разреза.

Мощность составляет 400–500 м.

Свита содержит остатки пелеципод *Anthracooneilo arctica* Mur., *Aviculopecten netschaewi* Lich., *A. subclathratus* (Keys.), *A. mutabilis* Lich., *A. wilcszekiformis* Lich., *A. ufimiensis* Stuck., *A. occidentalis* (Schumard.), *Streblochondria englehardti* (Ether. et Dun), *St. olcovica* Mur., *St. krasnoufimekensis* (Fred.), *Pseudomonotis sayrei* New. и брахиопод *Anidanthus* sp., *Cancrinella* sp., *Kochiproductus* sp., *Linoproductus* sp., характерных для верхней половины эчийского и всего тумаринского горизонтов Верхоянья [Абрамов, Григорьева, 1988; Казакова и др., 2013].

Верхоянская СФО

Тукуланская СФЗ

В Тукуланской СФЗ, согласно [Ян-жин-шин, 2003], к нижней перми относятся эчийская и хабахская свиты объединенные (P_{ec+hb}), а вышележащая нерская свита отнесена к отложениям нижней–верхней перми нерасчлененным. Однако на расположенном непосредственно к северу листе Q-53 нерская свита разделена на две подсвиты, имеющие широкие полосы выхода и по этой причине показанные на карте отдельно [Протопопов и др., 2015]. При этом нижняя подсвита отнесена к нижней перми, а верхняя – к средней перми, в связи с чем хабахская свита, нижняя подсвита также рассматриваются в этом разделе.

Эчийская свита без видимого несогласия залегает на кыгылтасской и сложена монотонной толщей черных глинистых алевролитов с прослоями комковатых песчанистых алевролитов и аргиллитов и редкими пачками кварц-полевошпатовых песчаников. Мощность свиты – 450–500 м.

В отложениях свиты собрана раннепермская фауна *Paeckelmannia* cf. *pseudobrama* Zav., *Jakutoproductus verchojanicus* (Fred.), *J. crassus* Kasch., *Anidanthus ussuricus* (Fred.), *Neospirifer subfasciger* (Lich.) [Абрамов, Григорьева, 1988; Ковалев, Мозалевский, 1998]. Выдержанность литологического состава свиты и обилие фауны определяют ее маркирующее значение в южной части Западного Верхоянья.

Хабахская свита согласно залегает на эчийской. Она сложена переслаивающимися темно-серыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками и черными глинистыми алевролитами, образующими как пачки до 50 м мощностью преимущественно песчаного или алевролитового состава, так и пачки тонкого ритмичного чередования песчаников и алевролитов. Мощность свиты варьирует от 300 до 500 м.

Мощность объединенных свит – 800–1000 м.

Раннепермский возраст свиты определяется по стратиграфическому положению между палеонтологически охарактеризованными эчийской и тумаринской свитами [Ковалев, Мозалевский, 1998].

Нерская свита, нижняя подсвита (P_{nrl}) изучена на продолжении выходов подсвиты на лист Q-53, где представлена ритмично переслаивающимися глинистыми алевролитами и разномзернистыми песчаниками с заметным увеличением роли песчаного материала вверх по разрезу. Алевролиты часто обогащены растительным детритом. Песчаники мелкозернистые, реже среднезернистые, горизонтально- и косослоистые. Раннепермский возраст определен по комплексу флоры и неморских двустворок [Протопопов и др., 2015]. Мощность подсвиты составляет около 500–700 м.

Куранах-Барайынская СФЗ

В Куранах-Барайынской СФЗ выделяются, согласно данным [Ян-жин-шин, 2003], эчийская свита, а также хабахская и тумаринская свиты объединенные.

Эчийская свита (P_{ec}) без видимого несогласия залегает на кыгылтасской и по составу аналогична эчийской свите Тукуланской СФЗ. Мощность свиты – 900–1000 м.

Хабахская и тумаринская свиты объединенные (P_{hb+tm}).

Хабахская свита согласно залегает на породах эчийской свиты и по составу аналогична хабахской свите Тукуланской СФЗ. Мощность свиты – 900–1000 м.

Тумаринская свита согласно залегает на хабахской. Нижняя часть свиты (150–200 м) сложена черными глинистыми алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями глинистых мелкозернистых полимиктовых песчаников. Верхняя часть (300–350 м) наряду с алевролитами содержит значительное количество прослоев мелкозернистых полимиктовых и, редко, полевошпатово-кварцевых песчаников. В северо-восточном направлении состав свиты становится более тонкозернистым с преобладанием алевролитов и алевро-аргиллитов с редкими прослоями песчаников. Мощность свиты варьирует от 500 до 700 м.

Мощность объединенных свит – 1400–1700 м.

Отложения тумаринской свиты содержат остатки брахиопод *Canocrinella* ex gr. *canocriniformis* (Tschern.), *Strophalosia* ex gr. *sibirica* Lich., пелеципод *Kolymia inoceramiformis* Lich., *Procrassatella plana* (Golowk.), указывающих на широкий возрастной диапазон [Ковалев, Мозалевский, 1998; Сборщиков и др., 1982]. Согласно данным [Ян-жин-шин, 2003; Протопопов и др., 2015], возраст тумаринской свиты принимается раннепермским.

На соседнем к северу листе Q-53 [Протопопов и др., 2015] эчийская и тумаринская свиты переведены в ранг серий, причем в состав эчийской серии включена и хабахская свита. Для листа P-53 произведено расчленение, принятое в Легенде Верхояно-Колымской серии листов [Ян-жин-шин, 2003].

ПРИУРАЛЬСКИЙ (НИЖНИЙ) – БИАРМИЙСКИЙ (СРЕДНИЙ) ОТДЕЛЫ

Южно-Верхоянская СФО

Аллах-Юньская СФЗ

Ырчакская свита (P₁₋₂/r) характеризуется схожим с более древними пермскими отложениями распространением и залегает на них согласно. Свита обладает тенденцией к слабовыраженному трансгрессивному строению, средней–грубой ритмичностью. Образована в нижней части ритмично чередующимися в регрессивном порядке пластами (3–18 м) мелко- крупнозернистых алевролитов, известковых алевролитовых, иногда глинистых песчаников (650–800 м). Верхняя часть свиты (300–500 м) образована преимущественно темно-серыми алевролитами с прослоями (1–2 м) глинистых и известковых песчаников. Породы горизонтально- и волнистослоистые с текстурами взмучивания, иногда с турбидитовым типом строения. В породах развиты кремнисто-глинистые и антракосолитовые звездчатые конкреции. Состав обломков преимущественно полевошпат-кварцевый. В бассейне р. Аллах-Юнь встречены пласты туфоалевролитов, прослой мелкогалечных конгломератов, присутствует мелкая «плавающая» галька кварца, кремнистых пород, риолитов. В истоках р. Белая в составе свиты увеличивается количество песчаников, преобладающих в низах разреза. В верхних горизонтах появляются пласты черных аргиллитов.

Мощность свиты составляет 500 м.

Ранне-среднепермский возраст свиты обоснован палеонтологическими находками на соседнем листе P-54 в районе его границы с листом P-53 [Казакова и др., 2013].

В нижней части свиты обычно встречаются *Jakutoproductus terechovi* Zav., *J. rugosus* Gan., *J. verchoyanicus* (Fred.), *Leiorhynhoidea ripheica* (Step.), *Megousia kolymaensis* (Lich.), в верхней – *Mongolusia russiensis* (Zav.), *Megousia jakutica* (Lich.), *Polidevcia magna* (Porow), *Licharewia* cf. *key-serlingi* (Netsch.). Представители различных родов *Kolymia* и *Atomodesma* встречаются по всему разрезу [Григорьев и др., 1985ф; Канаев и др., 1988; Тельшев и др., 1987ф]. По мнению А. Г. Клеца [Клец, 2005], этот комплекс определяет возраст ырчакской свиты как кунгурский–раннеказанский (верхи эчийского – низы деленжинского горизонтов). Комплекс флоры, по заключению М. В. Дуранте [Канаев и др., 1988], соответствует тумаринскому горизонту.

К нижнему–среднему отделу перми отнесена по аналогии с соседним с востока листом Р-54 [Казакова и др., 2013].

Ырчахская свита завершает разрез перми Аллах-Юньской СФЗ листа Р-53.

БИАРМИЙСКИЙ (СРЕДНИЙ) ОТДЕЛ

Тукуланская СФЗ

Нерская свита, средняя подсвита (P_2nr_2) изучена на продолжении выходов подсвиты на территорию листа Q-53, где представлена разнотекстурными алевролитами, песчаниками и их разностями. В нижней части преобладают алевролитовые разности, в верхней – песчаные. В алевролитовых пачках имеются линзы с многочисленными обломками призматического слоя двустворок рода *Kolymia*, характеризующего деленжинский горизонт биармийского отдела перми. Встречаются слои с растительным детритом и линзующимися прослоями углей. Верхняя часть сложена преимущественно параллельно- и косослоистыми песчаниками. Видимая мощность подсвиты составляет около 500 м.

БИАРМИЙСКИЙ (СРЕДНИЙ) – ТАТАРСКИЙ (ВЕРХНИЙ) ОТДЕЛЫ

Южно-Верхоянская СФО

Томпонская СФЗ

Теберденская свита ($P_{1-2}tb$) согласно залегает на нижележащих отложениях побединской свиты и сложена преимущественно сероцветными и черными алевролитами с переменным количеством аргиллитов (10–30 %). Алевролиты песчаные и глинистые с линзами кремнистых алевролитов. В породах наблюдается полосчатость, прерывистая и горизонтальная слоистость, оползневые текстуры, конкреционные стяжения кремнисто-глинистых пород. Встречаются пласты (до 5 м) мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников. Слоистые разности пород преобладают в верхней части разреза. В юго-восточном направлении в составе формации появляется заметное количество песчаников.

Мощность свиты изменяется в пределах 600–1150 м.

Отложения свиты отнесены к тумаринскому–деленжинскому горизонтам [Казакова и др., 2013].

Верхоянская СФО

Куранах-Барайынская СФЗ

Деленжинская и дулгалахская свиты объединенные ($P_{2-3}dn+dl$).

Деленжинская свита согласно залегает на тумаринской. Нижняя часть свиты мощностью 300 м сложена темно-серыми песчаными алевролитами и аргиллитами с прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников. В алевролитах встречаются многочисленные глинисто-карбонатные и марказитовые конкреции. Верхняя часть свиты мощностью 400 м сложена песча-

никами темно-серыми, серыми мелко-среднезернистыми полимиктовыми, полевошпатово-кварцевыми с пластами черных алевролитов.

Мощность свиты – 700 м.

В свите обнаружены остатки флоры *Petcheria* cf. *oblonga* Gorel., *Cordaites mediocris* (Gorel.) S., *Ruffloria mitinaensis* (Gorel.) S. Meyen, *R. minuta* (Radcz.) S. Meyen, *Crassinervia* cf. *tenera* Gorel. позднепермского возраста.

Дулгалахская свита согласно залегает на деленжинской и имеет четкое дву-членное строение. Нижняя часть свиты мощностью 350 м сложена черными аргиллитами и алевролитами с многочисленными глинисто-карбонатными и марказитовыми конкрециями и редкими прослоями алевритистых мелкозернистых песчаников. Верхняя часть свиты (350 м) сложена в основном песчаниками раз-нозернистыми светло-серыми полевошпатово-кварцевыми с рассеянной галькой кварца, осадочных и изверженных пород и с углефицированными растительны-ми остатками. В значительно меньшем количестве в верхней части свиты при-сутствуют черные алевролиты и прослои гравелитов и конгломератов.

Мощность свиты – 700 м.

Мощность объединенных свит достигает 1400 м.

Позднепермский возраст определяется ее стратиграфическим положением под раннетриасовыми отложениями.

ТАТАРСКИЙ (ВЕРХНИЙ) ОТДЕЛ

Южно-Верхоянская СФО

Томпонская СФЗ

Дадойская и опуонская свиты объединенные (P_3^{dd+op}).

Дадойская свита вскрывается в северной части территории листа. Соглас-но залегает на теберденьской свите, граница с которой проведена по смене черных мелкозернистых алевролитов темно-серыми глинистыми песчаника-ми. Сложена пачками грубого переслаивания алевролитов и песчаников. Алевролиты преимущественно крупнозернистые, с текстурами взмучивания. Песчаники глинистые комковатые, реже массивные. В верхней части свиты отмечаются маломощные прослои туфопесчаников.

Мощность свиты – 500–550 м.

В нижней части дадойской свиты обнаружены единичные остатки дву-створок *Praeundulomya dibica* Mur., характеризующие дулгалахский горизонт [Муромцева, Гуськов, 1984].

Опуонская свита, завершающая разрез перми в Томпонской СФЗ, широко распространена в правобережье р. Томпо, где согласно залегает на глинистых песчаниках дадойской свиты.

По своим лито- и биостратиграфическим характеристикам может быть подразделена на две части – существенно алевролитовую (нижнюю) и песча-никово-алевролитовую (верхнюю) [Винокуров, 2003ф].

Нижняя часть свиты представлена пачками чередования мелкозернистых и крупнозернистых алевролитов. Первые отличаются черным цветом и мас-сивной текстурой. Вторые – темно-серые горизонтально- и пологоволнисто-слоистые. По всему разрезу встречаются разрозненные пласты (2–30 м) песча-

ников серых, зеленовато-серых, мелко- и среднезернистых. Отмечаются прослои туфопесчаников, а также ракушняки (до 10–30 см и более), состоящие из обломков двустворчатых моллюсков. Количество и мощности пластов песчаников возрастает в западном направлении. В верхах нижней части свиты залегает 60–100-метровая пачка алевролитов черных массивных, из которых выделен комплекс брахиопод, содержащий таксоны дулгалахского (зона *Cancrinelloides obrutschewi*) и хальпирского (слои с *Crassispirifer monumentalis*) горизонтов: *Cancrinelloides cf. obrutschewi* (Lich.), *Marginalosia? magna* Abr. et Grig., *Spitzbergenia snjatkovi* (Zav.) [Афанасьев, 1996ф].

Верхняя часть опунской свиты, отличающаяся от нижней более песчаным составом, сложена пачками переслаивания разномасштабных алевролитов и песчаников. Роль последних постепенно увеличивается вверх по разрезу. Возле кровли свиты присутствуют маломощные пласты туфов основного состава, а также линзы внутриформационных гравийных и галечных конгломератов [Винокуров, 2003]. Отмечаются многочисленные ракушняковые прослои, состоящие из обломков двустворок. В свите собраны разнообразные иноцерамоподобные двустворки («*Kolymia*»). Из верхней части свиты собраны двустворки *Myonia elata* (Popow) и *Intomodesma cf. costatum* Popow [Кузнецов, Масюлис, 1970ф]. Первый вид в Верхоянье характерен для деленжинского горизонта, тогда как второй – для самой верхней части хальпирского горизонта (зона I. *Costatum*).

Общая мощность свиты изменяется в пределах 825–1750 м, тогда как мощность объединенных дадойской и опунской свит составляет 1300–2200 м.

Восточно-Сибирская СФО

Виллюйская СФЗ

Верхнепермские отложения вскрыты Ивановской скважиной, где они залегают на кристаллическом фундаменте и представлены *тогойдохской толщей*, сложенной песчаниками с пачками алевролитов и аргиллитов.

Мощность – 120 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Верхоянская СФО

Средне-Верхоянская СФЗ

Муосучанский СР

Усть-кельтерская и беянская серии объединенные (T_{uk+bl}). Усть-кельтерская серия состоит из *неджелинской* и *таганджинской свит*.

Неджелинская свита представлена частым неравномерным чередованием пестроокрашенных алевролитов и аргиллитов вишнево-красных, серых, зеленых, темно-зеленых, фиолетовых с редкими пластами и линзовидными прослоями (0,2–5 м) песчаников серых и зеленовато-серых, тонкомелкозернистых и туфопесчаников. В подошве свиты фиксируется пласт (1,2 м) сливных

кварцитовидных песчаников, который перекрывается рыхлой буро-желтой песчано-глинистой массой мощностью 2,5 м с линзами крепких грубозернистых песчаников, что, вероятно, свидетельствует о местном размыве. Следы стратиграфического несогласия на границе перми и триаса наблюдаются также и в пестрых вязких глинах, выполняющих неровности кровли пермских отложений, содержащих угловатые обломки, реже плоскую гальку серых песчаников с углистыми включениями.

В разрезе отмечаются находки конхострак [Вахрамеев, 1957], в верхней части предшественниками отмечены раннетриасовые растения *Martjanowskia* sp., *Pleuromeia* sp., *Tomioistrobus migayi* (Schved.), *Paracalamites taradanicus* Vlad., *Sphenopteris* sp., *Kchonoma kidium* sp. [Данилов и др., 1987].

Мощность свиты изменяется в пределах 170–270 м.

Таганджинская свита согласно соотносится с подстилающими отложениями. В нижней части (80–300 м) сложена чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и пакетов их тонкого переслаивания. Песчаники серые, зеленовато-серые или пестроцветные мелко- и среднезернистые, часто с горизонтами марказитовых конкреций, прослоями и линзами внутриформационных конгломератов. Алевролиты и аргиллиты темно-серые и пестроцветные, иногда с многочисленными трещинами усыхания. В верхней части (60–250 м) песчаники серые и зеленовато-серые мелкозернистые, в основании отдельных прослоев среднезернистые с мелкими конкрециями марказита и многочисленными прослоями внутриформационных конгломератов.

В отложениях свиты предшественниками отмечены редкие остатки двустворок *Promyalina schamarae* (Bittn.), *Unionites canalensis* (Catullo) и брахиопод *Lingula borealis* Bittn.

Мощность свиты изменяется от 140 до 400 м.

Белянская серия включает в себя мономскую и сыгынканскую свиты.

Мономская свита согласно залегает на подстилающих отложениях и характеризуется однородным литологическим составом, четкими границами и обилием органических остатков, что определяет ее маркирующее значение при геологическом картировании. Она сложена однородной толщей алевролитов и аргиллитов черных, темно- и зеленовато-серых. Для свиты характерны прослои известняков с органической структурой и ракушников. В алевролитах и песчаниках часто встречаются скопления растительного детрита.

Из данной свиты определены аммониты *Hedenstroemia hedenstroemi* (Keys.), *Lepiskites kolymensis* (Popow), *Anawasatchites tardus* (McLearn), *Boreoceras demokidovi* (Popow) и виды родов *Pseudosagoceras*, *Melagaticeras*, *Clypeoceratoides*, *Meekoceras*, *Kelteroceras*, *Sakhaites*. По всему разрезу предшественниками наблюдались раковины прямых наутилоидей родов *Trematoceras* и *Pseudotemperoceras*, разнообразные двустворки родов *Peribositria*, *Bakevellia*, *Promyalina*, «*Atomodesma*», брахиоподы рода *Lingula*; гастроподы рода *Bellerophon*; многочисленные конхостраки родов *Wetlugites*, *Pseudestheria*, *Cyclotunguzites* и др., костные остатки рептилий, зубы и чешуя рыб [Архипов, 1974; Ермакова, 1981, 2002]. Находки цератитов и двустворок позволяют коррелировать описанные отложения с аммоноидными зонами *hedenstroemi*, *kolymensis*, *tardus*, *eumphala* и *contrarium* (оленёк) региональной шкалы.

Мощность свиты варьирует в пределах 120–170 м.

Сыгынканская свита в западной части залегает на мономских алевролитах без видимого несогласия. Свита характеризуется большой пестротой состава и фациальной изменчивостью, при этом в разрезе устойчиво фиксируются две пачки [Архипов, 1974].

Нижняя пачка (до 180 м) образована песчаниками зеленовато-серыми мелко-, реже среднезернистыми, нередко с эрозионными врезами в основании пластов, выполненными внутриформационными конгломератами и мелким растительным детритом. В песчаниках отмечаются прослои алевролитов темно- и зеленовато-серых мелкозернистых и внутриформационных конгломератов, состоящих из гальки и обломков аргиллитов и алевролитов, марказитовые конкреции.

В составе верхней пачки (до 120 м) преобладают алевролиты темно-серые, преимущественно мелкозернистые, с прослоями песчаников серых и зеленовато-серых мелкозернистых, линзами полимиктовых конгломератов, многочисленными углефицированными растительными остатками, конкрециями марказита. Ближе к северо-восточному краю площади листа редко наблюдаются песчаники серые и зеленовато-серые мелкозернистые с прослоями (1–7 м) алевролитов темно-серых, преимущественно мелкозернистых.

Сопоставление возраста свиты с верхним оленёком обусловлено ее положением в разрезе. Он подтверждается и остатками растений *Pleuromeia sternbergii* (Munst.) Corda, *Paracalamites* aff. *taradanicus* Vlad., *Neocalamites* sp., *N. primoris* Vlad., *Equisetites* sp., *Cladophlebis* sp., *Peltaspermum* sp., *Desmiophyllum* sp. [Казаков, 2002]. Очень редки раковины пресноводных двустворок [Архипов, 1974]. Однако комплекс органических остатков не позволяет достоверно провести корреляцию с ОСШ.

Мощность свиты изменяется в пределах 100–400 м.

Мощность объединенных серий – 500–1200 м.

Верхоянская СФО

Средне-Верхоянская СФЗ

Дулгалах-Хунхадинский СР

Ньюэленская серия (*T₁N*) включает талахскую, мономскую и усманчевскую свиты.

Талахская свита залегает на песчаниках верхней перми без видимых следов перерыва.

Нижняя (60–200 м) часть свиты сложена черными или зеленовато-серыми аргиллитами и алевролитами мелкозернистыми с редкими прослоями (0,3–0,6 м) песчаников темно-серых тонкозернистых, тяготеющих к верхней части разреза.

Верхняя (120–270 м) часть образована песчаниками с редкими прослоями и пластами (3–5, редко до 20 м) зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов или тонкого переслаивания алевролитов и песчаников. Порода этой части разреза содержит линзы мелкогалечных конгломератов, а также знаки ряби, ходы илоедов, растительные остатки, прослои и линзы известковых песчаников, уплощенные и шаровидные известково-глинистые конкреции.

Мощность свиты – 200–220 м.

Свита охарактеризована остатками: аммоидами *Tompophiceras pascoei* (Spath), *Wordieoceras decipiens* (Spath), *Vavilovites sverdrupi* (Tozer), *V. subtriangularis* Vavilov, *V. turgidus* (Popow), *V. compressus* Vavilov, *Sakhaitoides verkhoyanicus* (Popow), *Episagoceras antiquum* (Popow); двустворок *Claraia stachei* Spath, *Atomodesma errabunda* Popow, *Promyalina schamarae* (Bittn.); брахиопод *Lingula borealis* Bittn.; гастропод *Bellerophon* cf. *asiaticus* Wirth. Многочисленны и разнообразны остатки конхострак, из которых *Cornia vozini* Molin и *C. sileenica* Molin характерны для ранней части инда, а *Cyclotunguzites gutta* (Lutk.), *Pseudestheria sibirica* Novoj., *P. putjatensis* Novoj. для инда и оленёка Северной Якутии. Органические остатки датируют свиту индским веком.

Мономская свита согласно залегает на песчаниках талахской. Отложения свиты представлены черными аргиллитами и алевролитами мелкозернистыми, которые вверх по разрезу постепенно переходят в алевролиты мелкозернистые с примесью песчаного материала, реже алевролиты крупнозернистые. Преимущественно в ее верхней (40–50 м) части встречаются линзы (0,1–0,2 м) и пласты (до 2–6 м) песчаников зеленоватых мелкозернистых, их количество и мощность меняется по площади. Аргиллиты и алевролиты содержат разнообразные по форме конкреции глинистых известняков. В алевролитах и песчаниках часто встречаются скопления растительного детрита. В нижней части свиты залегает реперный пласт мощностью до 5 м органогенных глинистых известняков беловато-серого цвета, в котором заключены целые раковины и фрагменты раковин двустворок рода *Peribositria*. В верховьях р. Имнекан и в бассейне р. Хунхада, где пласт образован чередованием прослоев алевролитов, аргиллитов и известняков, мощность его увеличивается до 10 м.

Мощность свиты – 90–100 м.

Органические остатки многочисленны и разнообразны. Свита охарактеризована конхостраками, аммоидами, двустворками, брахиоподами и гастроподами, датирующие мономскую свиту оленёкским веком (зоны *hedenstroemi*, *kolymensis*, *tardus* нижнего и *euomphala* и *contrarium* верхнего оленёка) [Натапов, 1999].

Усманычевская свита согласно перекрывает подстилающие отложения и сформирована двумя пачками, мощность которых меняется по площади. Нижняя пачка образована песчаниками с прослоями алевролитов и редкими пластами алевролитов с прослоями песчаников. Песчаники зеленовато-серые мелкозернистые, к кровле до среднезернистых, с прослоями (0,2–3 м) известковых песчаников, в которых отмечаются ракушняки (0,1–0,2 м) двустворок рода *Bakevellia* и единичные раковины аммоидами, с линзовидными прослоями полимиктовых конгломератов и гравелитов, редкими марказитовыми конкрециями. Алевролиты крупно-, редко мелкозернистые, часто с углефицированными растительными остатками. Верхняя пачка сложена алевролитами мелко- и крупнозернистыми с прослоями и пластами (до 2–10, редко 20 м) быстро выклинивающихся песчаников, пакетами (5–20 м) переслаивания (0,1–0,4 м) алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями (до 1 м) песчаников. Слои пород содержат многочисленные шаровидные и уплощенные известковые конкреции, караваеобразные образования глинистых известняков с текстурой «cone in cone», растительные остатки.

Мощность свиты на этой площади достигает 220 м, а мощность всей серии – 400 м.

Датирование свиты частью позднего оленёка (зоны *Parasibirites grambergi* и *Olenikites spiniplicatus*) определяется не только по ее стратиграфическому положению выше мономской свиты, а в основном по комплексу выявленных в ней аммоноидей, характерных для зоны *Olenikites spiniplicatus* позднего оленёка. По остаткам раковинной фауны ньюэленская серия сопоставляется с лекеерским и оленёкским горизонтами региональной шкалы [Корень, Котляр, 2009].

Южно-Верхоянская СФО

Южно-Верхоянская СФЗ

Томпонский СР

Отложения триаса Томпонской СФЗ развиты в пределах северо-восточной части территории листа.

Лекеерская и сиреньская свиты объединенные (T_{1lk+sr}).

Лекеерская свита с незначительным стратиграфическим несогласием залегает на верхнепермских отложениях. Здесь наблюдается ритмичное чередование мощных пластов сероцветных алевролитов и аргиллитов с прослоями песчаников, в том числе флишoidalного строения, при резком преобладании первых.

Мощность свиты изменяется в пределах 320–750 м.

Отложения свиты охарактеризованы ядрами аммоноидей и двустворок, позволяющих установить все зоны индского яруса, кроме нижней [Ермакова, 1991].

Сиреньская свита залегает на лекеерской согласно и имеет сходный с ней терригенный состав. Нижняя и средняя части свиты сложены аргиллитами и алевролитами. Здесь часто встречаются пласты глинистых известняков, а в алевролитах часто наблюдается параллельная слоистость. В верхней части свиты преобладают песчаники при незначительной доле алевролитов и аргиллитов. Ближе к кровле распространены волнисто- и косослоистые текстуры пород. По всему разрезу присутствуют многочисленные глинистые, кремнисто-глинистые, глинисто-известняковые шаро- и караваеподобные конкреции и прослои желваковых фосфоритов.

Мощность свиты – 930–1750 м.

Возраст свиты подтверждается многочисленными находками аммоноидей [Ермакова, 1991], характерных для всех зон оленёкского яруса.

Общая мощность лекеерской и сиреньской свит варьирует от 1300 до 1850 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Южно-Верхоянская СФО

Южно-Верхоянская СФЗ

Томпонский СР

Бадранская и сакандинская свиты объединенные ($T_{2-3bd+sd}$).

Бадранская свита согласно залегает на алевролитах сиреньской свиты. Сложена песчаниками, в меньшей степени алевролитами и пакетами переслаивания их с песчаниками. Свиту, по литологическим признакам и харак-

теру переслаивания слагающих ее пород, характеризуют три части. Нижняя часть свиты сложена песчаниками, образующими пласты мощностью 20–130 м, и пакетами (до 150 м), преимущественно в середине нижней части, грубого переслаивания песчаников (2–4, редко до 20 м) и алевролитов (2–3, редко до 10 м). Песчаники зеленовато-серые мелко- и среднезернистые массивные, горизонтальнослоистые, в верхах зеленовато-серые и светло-серые средне- и крупнозернистые с единичными прослоями (до 4 м) алевролитов. Алевролиты темно-серые крупно- и мелкозернистые массивные, тонкогоризонтальнослоистые, с редкими маломощными (0,05–0,1 м) прослоями фосфатоносных конгломератов в нижней части. Редкие находки аммоноидей *Grambergia taimyrensis* Popow, *Grambergia* sp., *Stenopopanoceras karangatiense* (Popow), *S. mirabile* Popow, *Czekanowskites* sp. и двустворок *Bakevella* sp. датируют этот интервал разреза ранним анизией [Протопопов и др., 2015].

Средняя часть свиты образована чередованием пластов песчаников (от 2–3 до 30 м), алевролитов (3–15 м, редко больше) и единичных пакетов (до 12 м) тонкого (0,05–0,1 м) переслаивания этих пород. Песчаники зеленовато-серые, светло-серые мелко- и среднезернистые массивные с линзами известковых разностей. Алевролиты темно-серые крупнозернистые горизонтальнослоистые. На левобережье р. Делинне в низах этой части разреза отмечаются прослои туфоалевролитов темно-серых, редкие марказитовые конкреции. В пределах стратотипической местности и на междуречье Агылкы–Нямны имеются многочисленные находки аммоноидей *Czekanowskites decipiens* (Mojs.), *Arctohungarites* ex gr. *triformis* (Mojs.), *Epiczekanowskites gastroplanus* (Popow), *Parapopanoceras* sp. и двустворок *Bakevella arctica* (Kipar.), *Janaija praelonga* (Kipar.), позволяющие датировать изученный интервал средним анизией [Протопопов и др., 2015].

Верхняя часть свиты сложена песчаниками зеленовато-серыми мелко-, реже среднезернистыми, преимущественно массивными. Пласты (3–5 м) алевролитов темно-серых крупнозернистых массивных или с тонкой горизонтальной слоистостью и пакеты флишoidного переслаивания алевролитов и песчаников встречаются, как правило, по всему разрезу через каждые 30–40 м, но роль их незначительна. Песчаники содержат линзы ракушняков, образованные раковинами двустворок *Bakevella* и *Mytilus*, скопления игл морских ежей. Верхняя часть свиты охарактеризована *Gymnotoceras* cf. *blakei* (Gabb), *Frechites* sp. и *Bakevella* ex gr. *arctica* (Kipar.), собранными в юго-восточной части территории листа Q-53 [Протопопов и др., 2015]. Органические остатки свидетельствуют об позднеанизийском возрасте верхней части свиты.

Мощность свиты в пределах листа изменяется в пределах 750–1850 м.

Сакандинская свита имеет отчетливую границу с подстилающими ее породами, которая проводится в основании пачки переслаивания песчаников и алевролитов, согласно залегающей на массивных песчаниках бадранской свиты.

Нижняя часть сакандинской свиты образована переслаиванием пластов песчаников (4–12 м), алевролитов (1–3 м) и пакетов (до 5 м) флишoidного переслаивания (0,1–0,3 м) песчаников и алевролитов, а ближе к верхней части нижней подсвиты – песчаниками. Песчаники светло-зеленовато-серые мелко-

среднезернистые, среднезернистые массивные. Алевролиты темно-серые крупно-, реже мелко-крупнозернистые, горизонтальнослоистые.

Верхняя часть свиты сложена песчаниками от светло-зеленовато-серых до белых разнозернистых, среди которых значительное количество составляют серые, светло-серые средне-крупнозернистые разности, и алевролитами. Песчаники содержат многочисленные обрывки углефицированных растительных остатков, разрозненную хорошоокатанную гальку белого кварца, единичные линзы и прослои (0,1–0,2 м) кварцевых гравелитов и мелкогалечных кварцевых конгломератов, редкие линзы известковых песчаников. Алевролиты темно-серые крупнозернистые образуют пласты мощностью 2–10 м и приурочены в основном к нижней части разреза.

Мощность свиты в пределах листа изменяется от 750 до 1800 м, возрастающая к северо-востоку, а суммарная мощность объединенных свит составляет 1500–3600 м.

В верхней части разреза свиты найдены двустворки *Daonella* (*Magnolobia*?) sp. indet., *Bakevellia* aff. *ladinica* Kur., *Cardinia* sp., *Janopecten deljanensis* (Kipar.), *Halobiidae* gen. indet., *Cardinia* aff. *borealis* Kipar., *Janaija* sp. [Дагис и др., 1979; Ермакова, Тарасьев, 1991].

Отнесение свиты к ладину и раннему карнию (зона *Stolleyites tenuis*) основывается на положении свиты стратиграфически выше бадранской свиты анизийского возраста и фауной двустворок в ее верхних слоях и позволяет коррелировать сакандинскую свиту с някучанским, верхозырянским и жильнинским (нижняя часть) горизонтами региональной шкалы [Корень, Котляр, 2009].

Верхоянская СФО

Средневерхоянская СФЗ

Муосучанский и Дулгалах-Хунхадинский СР

Лепискинская серия ($T_{2-3}lp$) включает толбонскую, хедаличенскую и муосучанскую свиты.

Толбонская свита залегает на подстилающих породах без видимых следов перерыва. Образована она песчаниками серыми, зелеными и зеленовато-серыми мелко- и среднезернистыми с прослоями крупнозернистых разностей. В нижней части свиты встречаются прослои и линзы разнозернистых алевролитов, часто с растительными остатками, и пачки чередования песчаников и алевролитов. В нижней части разреза наблюдается пачка (5–30 м) песчаников светло-серых разнозернистых, существенно кварцевых, с прослоями и линзами полимиктовых конгломератов. В песчаниках многочисленные горизонты внутриформационных конгломератов (до 0,3 м) и брекчий (от 0,1 до 5–6 м), полимиктовых конгломератов (до 0,2 м). Внутриформационные конгломераты сложены мелкой окатанной галькой алевролитов и аргиллитов, брекчии – неокатанными обломками алевролитов размером до 20–30 см и более. Полимиктовые конгломераты состоят из гальки осадочных, метаморфических и магматических пород. В песчаниках и алевролитах встречаются марказитовые конкреции.

Мощность свиты изменяется от 420 м на западе до 500 м на востоке.

Органический комплекс свиты сопоставляется с анизийским и ладинским ярусами среднего триаса. В отложениях нижней части свиты присутствуют остатки растений *Neocalamites carrerei* (Zeil.) Halle, *Equisetites* sp., *Masculostrobus* sp., *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris* sp., *Glossophyllum* sp., *Podozamites* sp. [Казаков, 2002]. В средней части изредка отмечаются пресноводные двустворки, растительные остатки *Sphenopteris* sp., *Cladophlebis* sp. и стволы каламитов. В верхней части – крупные (до 1–2 м) стволы каламитов и отпечатки *Paracalamites* sp., *Neocalamites* sp., *Lepidopteris* aff. *strombergensis* (Sew.) Townrow [Архипов, 1974].

Хедаличенская свита на песчаниках толбонской залегает без видимых следов размыва. Нижняя часть хедаличенской свиты представлена переслаиванием темно-серых, черных алевролитов, аргиллитов и серых мелко- и крупнозернистых песчаников. В подошве пачки отмечаются тонкие линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов с мелкой хорошоокатанной галькой магматических и метаморфических пород, известняков, песчаников и алевролитов. Характерны марказитовые конкреции и скопления растительных остатков, обилие мелкого растительного детрита. В пределах пачки наблюдается уменьшение роли песчаников с запада на восток.

Выше по разрезу залегают песчаники с резко подчиненными прослоями аргиллитов, алевролитов, конгломератов и гравелитов. Песчаники серые и зеленовато-серые мелкозернистые, с прослоями средне- и крупнозернистых, иногда гравелитистых разностей, с мелкой галькой кварца и кремней на плоскостях напластований. В песчаниках обычны включения угловатой и плоской гальки глинистых пород, окаменевшей древесины, скопления растительных остатков, линзы брекчий и внутриформационных конгломератов. Аргиллиты темно-серые и черные, обогащенные углистым материалом. Алевролиты темно-серые мелко- и крупнозернистые, часто с углистым материалом на плоскостях напластований. Мелкогалечные полимиктовые конгломераты и кварцевые гравелиты слагают маломощные (обычно до 0,2–0,5 м, редко до 1 м) прослой и линзы.

Мощность свиты изменяется в пределах от 300 до 420 м, увеличиваясь в восточном направлении.

Возраст свиты определяется остатками растений *Bernoullia* aff. *aktuibensis* Brick., *Neocalamites ferganensis* Krysh., *N. carrerei* (Zeil.) Halle, *Cladophlebis* cf. *williamsonii* (Brongn.), *Equisetites arenaceus* Schenk., *Schizoneura* sp., *Leptostrobus* sp., *Podozamites* cf. *angustifolius* (Eichw.) Heer, *Carpolithes* sp. и на основании сопоставления разрезов верхнего триаса исследуемого листа Р-53 и соседнего листа Р-52 [Архипов и др., 1981; Клыжко и др., 1963; Панов, Тихомирова, 1959], и соответствует карнийскому ярусу – низам средненорийского подъяруса.

Муосучанская свита залегает на подстилающих отложениях с размывом, который фиксируется как по присутствию в ее основании конгломератов мощностью от первых сантиметров до 1 м, так и по налеганию подошвы свиты на различные слои хедаличенской свиты. Свита имеет сложное строение. В маломощных разрезах она образована кварцитовидными песчаниками с линзообразными прослоями конгломератов и гравелитов, мощность и роль

которых увеличивается по мере уменьшения мощности свиты. В наиболее полных разрезах свита имеет трехчленное строение, при этом нижняя и верхняя ее пачки сложены белыми кварцитовидными песчаниками, а средняя – темно-серыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

Мощность свиты колеблется в пределах 140–200 м, а суммарная мощность объединенных свит составляет 900–1100 м.

Свита фаунистически охарактеризована двустворками рода *Neoschizodus*, остатками пресноводных двустворок плохой сохранности и растительными остатками *Podozamites gramineus* Heer, *Neocalamites* sp., *Equisetites* sp., *Dictyophyllum* aff. *monguica* Sreb., *Sphenopteris* sp., *Cladophlebites* sp., *Thinfieldia* sp. и др. [Архипов, 1974], соответствующих среднему и верхнему норию.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ЮРСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Верхоянская СФО

Средневерхоянская СФЗ

Байбыканский СР

Дьябдинская серия (T_3-J_1db) включает в себя кыбытыгасскую, иркинскую, некунскую, ольченскую, сугуланскую и байбыканскую свиты.

Кыбытыгасская свита со следами размыва залегает на муосучанской свите поздне триасового возраста. Нижнюю часть разреза образуют разнотерристые песчаники, включающие линзы конгломератов и гравелитов, верхняя представлена пачками переслаивающихся темно-серых, черных комковатых алевролитов (2–6 м) и песчаников (1–3 м) серых мелкозернистых с рассеянной галькой кварца, глинистых пород. В верхней части обособляется 25-метровый горизонт серых мелкозернистых песчаников с рассеянной галькой кварца и обугленной древесиной, содержащий маломощные (1–2 м) прослои темно-серых крупнозернистых алевролитов.

Мощность свиты – 70–100 м.

Свита охарактеризована органическими остатками *Tancredia* sp. indet., *T. tuchkovi* Kipar.), *Pleuromya* sp., *Tosapecten* ex gr. *hiemalis* (Tell.), *Bureiamya* ex gr. *voronetzae* Polub., *Involutaria triasica* (Gerke), *Prommosphaera* aff. *bulli* Voron., *Oolina* ex gr. *apiculata* (Reuss), *Saccamina* aff. *arctica* Gerke, *Hyperamminoides* ex gr. *affectus* Voron., *Reophax* cf. *eominutus* Kristan-Tollmann., *Nodosaria* ex gr. *carnica* (Gerke), в верхней *Pseudomytiloides sinuosus* Polub., *P. latus* Polub., *Lima* ex gr. *pectinoides* Sow. Найденные органические остатки позволяют датировать отложения тумулским (верхняя часть рэтского яруса) и нижней частью зимнего (геттангский и нижняя часть синемюрского ярусов) горизонтов региональной шкалы [Корень, Котляр, 2009].

Иркинская свита залегает согласно на подстилающих отложениях и представлена толщей переслаивающихся песчаников и алевролитов. Нижняя граница хорошо прослеживается по резкой смене песчано-глинистой пачки кровли кыбытыгасской свиты вышележащими серыми грубозернистыми

песчаниками, нередко с линзочками гравелитов. Песчаники включают разнообразную по размерам и составу гальку кварца, кремней и осадочных пород, линзы и прослои полимиктовых конгломератов (1–2,5 м), многочисленные окаменелые и обугленные обломки древесины, прослойки углистых пород и растительный детрит. В подчинении находятся прослои (от 1–3 до 5–6 м) разнозернистых алевролитов и черных аргиллитов (1–2, редко до 4 м), содержащие конкреции пирита, марказита и крупные (0,1–0,3 м в диаметре) известковые стяжения.

Мощность свиты составляет 240–260 м.

Собранные предшественниками остатки *Mytilus* sp., *Modiolus* sp., *Meleagrinella* sp. и флора *Equisetites* sp. коррелируют описанные отложения с верхней частью зимнего (поздний синемюр) горизонта региональной шкалы [Корень, Котляр, 2009].

Некунская свита согласно сменяет подстилающие отложения. Сложена чередующимися песчаниками, алевролитами, глинистыми алевролитами и аргиллитами. Песчаники (от 0,5–1,0 до 10–40 м) серые и светло-серые, часто со слабым зеленоватым оттенком, волнисто- и горизонтальнослоистые, плитчатые. Слоистость подчеркнута включениями тонкого обугленного растительного детрита. В породе повсеместно встречается окатанная галька кварца, кремней и осадочных пород, конкреции пирита и известково-песчаные стяжения. В основании отдельных слоев встречаются линзы (1–2 см) и тонкие прослои (0,1–0,2 м) мелкогалечных полимиктовых конгломератов. Алевролиты темно-серые мелко- и крупнозернистые, глинистые разности черные и мелкозернистые. Породы тонкослоистые, часто с рассеянным тонким углистым детритом на плоскостях наложения, с ходами илоедов, включениями окатышей глинистых, терригенных, карбонатных пород и мелкой гальки кварца. Аргиллиты черные плитчатые с углистым детритом, содержат линзы марказита и отдельные прослойки (до 1,5 см) сильнопиритизированной породы.

Мощность свиты – 130 м.

Свита охарактеризована фауной двустворок. Среди моллюсков преобладают *Otapiria limaeformis* Zakh., *Meleagrinella tiungensis* (Petr.), *Harpax laevigatus* (Orb.), *Oxytoma* ex gr. *inaequivalis* Sow., *Lima pectinoides* Sow. На основании присутствия характерных видов двустворок возрастной диапазон отложений свиты не выходит за пределы раннего плинсбаха, что позволяет коррелировать ее осадки с верхней частью зимнего горизонта региональной шкалы.

Ольченская свита согласно залегает на подстилающих отложениях и сложена серыми, зеленовато-серыми разнозернистыми песчаниками, иногда алевролитистыми, линзовидно-, волнисто- и горизонтальнослоистыми. Повсеместны включения обугленного растительного детрита, мелкой гальки кварца, кремней и окатышей глинистых пород, тонких слоев конгломератов полимиктовых. Отмечаются прослои (5–7 м) алевролитов серых и темно-серых с отпечатками флоры.

Мощность свиты – 130–150 м.

Среди остатков фауны преобладают *Meleagrinella tiungensis* (Petr.), *Eopecten viligaensis* Tuchk., *Radulonectites*(?) sp., *Harpax* sp., а среди флоры – *Equisetites* sp. Палеонтологическая и палеоботаническая характеристики поз-

воляют датировать отложения ольченской свиты верхней частью зимнего (ранний плинсбах) горизонта региональной шкалы [Корень, Котляр, 2009].

Сугуланская свита залегает согласно на подстилающих отложениях и представлена песчаниками (от 1–5 до 10–20 м, нередко до 45–48 м) светло-серыми, серыми и темно-серыми с зеленоватым оттенком мелкозернистыми, нередко алевритистыми, слоистыми и плитчатыми. Слоистость тонкая горизонтальная и волнистая. На плоскостях наложения иногда наблюдается углистый материал. Отмечаются прослои (1–5 м) биотурбированных песчаников с комковатой текстурой. В мощных пачках песчаников присутствуют пласты (от 0,5–1 до 3,0 м) и линзы (0,2–0,4 м) темно-серых разномзернистых алевролитов, иногда появляются пачки (от 5–10 до 14 м) переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. В глинистых разновидностях отмечена мелкая галька кварца и кремней, плоские окатыши глинистых пород, обломки обугленной древесины и включения растительного детрита. Изредка наблюдаются тонкие (0,1–0,2 м) прослои пелитоморфных известняков.

Мощность свиты варьирует от 110 до 125 м.

Свита охарактеризована сборами фауны: *Amaltheus* cf. *stokesi* Sow., *Meleagrinea tiungensis* (Petr.), *Lima* ex gr. *pectinoides* Polub., *L.* ex gr. *philatovi* Polub., *Kolymonectes* ex gr. *staeschei* (Polub.), а в средней и верхней частях *Veteranella* (*Glyptoleda*) *formosa* (Voron.), *Eopecten* ex gr. *viligaensis* (Tuchk.), *Pleuromya galatea* Agass., *Bureiomya ordinata* Polub., *Kolymonectes* ex gr. *terehkovi* (Polub.), *Lima* ex gr. *philatovi* Polub., *Harpax spinosus* (Sow.). Этот комплекс фауны позволяет коррелировать описанные отложения с нижней частью левинского (поздний плинсбах) горизонта региональной шкалы [Корень, Котляр, 2009].

Байбыканская свита залегает согласно на сугуланской свите и завершает разрез байбыканской серии. Представлена глинисто-песчано-алевролитовой толщей, в которой в низах преобладают алевролиты темно-серые мелкозернистые с прослоями черных аргиллитов. В верхней части доминируют песчаники с прослоями алевролитов. Песчаники (1–4 м) темно-серые мелкозернистые известковые с линзами (от 0,1–0,6 до 0,8 м), конкрециями (до 5–10 см в диаметре), округлыми стяжениями (от 20–40 см до 1,0 м в диаметре) темно-серых афанитовых и глинистых известняков, выделениями (5–8 см в диаметре) сидерита, марказита, пирита; содержат углистый детрит, мелкие и крупные обломки обугленной древесины. Алевролиты и аргиллиты обильно ожелезнены, часто на плоскостях содержат выщелоченные конкреции пирита и марказита, обильные мелкие гальки кварца, кремня, глинистых пород. Характерна вторичная заглипсованность пород. Свита фациально выдержана.

Мощность свиты составляет 60 м.

В свите собраны остатки аммонитов *Amaltheus* cf. *talrosei* Repin и двустворок *Aguilerella kedonensis* Polub., *Pleuromya galatea* Agass., *Myophoria lingonensis* Dum., *Eopecten* cf. *viligaensis* (Tuchk.), *Harpax* ex gr. *laevigatus* (Orb.), *H. terquemii* Desl., *H.* ex gr. *pectinoides* Desl., позволяющие датировать ее поздним плинсбахом и коррелировать с шараповским горизонтом региональной шкалы [Корень, Котляр, 2009].

Мощность дьябдинской серии в пределах района изменяется в пределах 630–1085 м.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения широко распространены в пределах территории листа. Все подразделения относятся к Предверхоянской и Лено-Алданской СФЗ Восточно-Сибирской СФО.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Восточно-Сибирская СФО

Лено-Алданская СФЗ

Алдано-Амгинский, Среднеалданский СР

Укугутская свита (J_{uk}) несогласно перекрывает более древние отложения и образована кварцевыми, полевошпат-кварцевыми и полимиктовыми песчаниками белыми и светло-серыми с прослоями и линзами алевролитов, конгломератов, иногда аргиллитов и углей, встречаются остатки обугленной флоры. В песчаниках развита мульдообразная и косая слоистость. Галька конгломератов хорошо окатана и представлена кремнями (до 60 %), кварцем и кварцитом (20–60 %), песчаником. В верхах свиты появляются известковистые разности пород.

Мощность составляет 120–300 м.

Возраст свиты устанавливается по находкам морской фауны из родов *Cardinia*, *Pleuromya*, *Pseudomytiloides*, а также по данным спорово-пыльцевого анализа, как геттанг – низы верхнего плинсбаха [Ильина, 1969а,б; Одинцова, 1977].

Красноалданская свита (J_{ka}) согласно, местами с незначительным размывом залегает на укугутской свите. Характеризуется однородным строением при крупной ритмичности. Она образована грубым переслаиванием пластов зеленовато-серых мелкозернистых полимиктовых песчаников с пачками тонкого переслаивания алевролитов, песчаников, известковых песчаников с прослоями аргиллитов, мергелей. Обломочный материал песчаников плохо окатанный и плохосортированный. Для свиты характерны мелкие марказитовые конкреции и более крупные конкреции известковистых песчаников.

Свита охарактеризована многочисленными остатками двустворчатых и головоногих моллюсков, по которым определен ее плинсбахский возраст [Натапов, 1999].

Мощность составляет 90–250 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Виллюйский СР

Сугджинская свита (J_{sg}) несогласно залегает на красноалданской свите. Сложена серыми и буровато-желтыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами, большая часть которых сосредоточена в верхах разреза. Характерны антраконитовые и марказитовые конкреции.

Отложения содержат остатки двустворок (в основном митилоцерамиды) и морских ежей, отпечатки морских звезд, членики лилий [Кошелкина, 1963; Натапов, 1999], соответствующих аалену, байосу и бату.

Мощность свиты варьирует в пределах 130–320 м.

Алдано-Амгинский, Средне-Алданский СР

Аппайская и сугджинская свиты объединенные (J_2ap+sg).

Аппайская свита выделена Ю. А. Сластеновым и В. С. Гриненко (1989 г.) на правом берегу р. Алдан, ниже устья р. Аппая-Юрзях, где она несогласно залегает на отложениях красноалданской свиты и сложена преимущественно аргиллитами и алевролитами. Встречаются линзы песчаников.

Мощность изменяется от 40 м на правобережье р. Алдан до полного ее выклинивания в западном направлении.

Сугджинская свита аналогична таковой в Вилюйском СР, однако большей мощности – 165–330 м.

Свита охарактеризована остатками *Arctotis marchaensis* Petr., *A. sublaevis* Bodyl., *Retroceramus sibiricus* Kosch. и относится к ааленскому ярусу.

Общая мощность объединенных аппайской и сугджинской свит – 180–370 м.

Предверхоянская СФЗ

Байбыканский СР

Наледная свита (J_{1-2nd}) залегает с размывом на подстилающих отложениях байбыканской серии. Размыв подчеркнут базальными конгломератами (0,15 м) с галькой (до 10–15 см в диаметре) кварца, кремней и осадочных пород. Над конгломератом залегает маломощный прослой (0,3 м) песчаников серых, светло-серых мелкозернистых с растительным детритом и мелкими конкрециями пирита с отдельными рострами белемнитов. Выше следует толща (250 м) песчаников (прослой и пачки от 1,5 до 42 м) белесых, светло-кремовых, светло-серых, серых и зеленовато-серых. Отмечаются семь прослоев (от 0,5–0,8 до 1,0 м) серых афанитовых, нередко глинистых известняков с параллельной и волнистой слоистостью, а также линзы и прослой (0,2–0,4 м) полимиктовых конгломератов.

Мощность свиты варьирует в пределах 220–250 м.

Отложения характеризуют остатки фауны *Arctotis lenaensis* Lah., *A. sublaevis* (Bodyl.), *Homomya obscondita* Kosch., *Pleuromya subpolaris* Kosch., *P. uniformis* Sow., *Retroceramus* ex gr. *lucifer* (Eichw.), *R. clinatus* (Kosch.), *Hastites* sp., позволяющие датировать свиту поздним ааленом – ранним батом. Также встречаются фрагменты окаменелой и углефицированной древесины.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Предверхоянская и Лено-Алданская СФЗ

Байбыканский, Вилюйский, Алдано-Амгинский СР

Чечумская серия ($J_{2-3}\check{C}\check{C}$) объединяет нижневилюйскую, марыкчанскую и бергеинскую свиты. Подразделение широко распространено в преде-

лах центральной и северной частей листа, обнажаясь в долинах рек Алдан, Амга и их притоков.

Нижневиллюйская свита сложена светло-серыми кварц-полевошпатовыми среднезернистыми песчаниками, включающими прослой алевролитов и аргиллитов. Обычно песчаники грубослоистые, редко косослоистые, со скоплениями углистого детрита на плоскостях наслоения, с многочисленными включениями обугленных и окаменелых растительных остатков, линзами и тонкими прослоями углей. В нижней части свиты встречаются отпечатки позднеюрских папоротников.

Мощность свиты изменяется в пределах от 80 до 150 м.

Свита охарактеризована сборами *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *Raphaelia diatensis* Sew., датирующими ее поздним батом – поздним келловеем, что позволяет коррелировать ее с нижней частью васюганского горизонта региональной шкалы Сибири [Шурыгин и др., 2000, 2001].

Марыкчанская свита отличается более тонким составом. Она представлена толщей частого чередования углистых аргиллитов, глинистых алевролитов и серых мелкозернистых песчаников. Изредка встречаются прослой каменных углей. Породы тонкослоистые. Присутствуют отпечатки позднеюрских растений.

Мощность свиты составляет 80–130 м.

В отложениях свиты содержится флора *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *C. serrulata* Sam., *Raphaelia prinadii* Vachr. Определения свидетельствуют о ранне-позднеоксфордском возрасте свиты и возможной корреляции ее с кровлей васюганского и подошвой георгиевского горизонтов региональной шкалы [Шурыгин и др., 2000, 2001].

Бергеинская свита образована чередующимися мощными (20–70 м) пластами мелко- и среднезернистых белесых песчаников и пачками (15–30 м) переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. Свита является промышленно-угленосной. В разрезе ее насчитывается 5–7 пластов каменного угля рабочей мощностью (0,5–2,5 м).

Мощность свиты – 190–380 м.

В отложениях свиты определены *Equisetites asiaticus* Pryn., *E. Tschetschumensis* Vassil., *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *Czekanowskia setaceae* Heer. На основании того, что в кровле бергеинской свиты найдены верхнеюрские хвощи *Equisetites tschetschumensis* Vassil., а основание батылхской свиты охарактеризовано отпечатками нижнемеловых папоротников *Coniopteris hympharum* (Heer) Vachr., то бергеинскую свиту можно датировать раннекимериджским – титонским временем.

Общая мощность чечумской серии в пределах Виллюйского и Алдано-Амгинского СР изменяется в пределах 160–750 м, в Байбыканском СР – 350–600 м.

Средне-Алданский СР

Нижневиллюйская, марыкчанская, бергеинская и сытогинская свиты объединенные ($J_{2-3}^{NV \div St}$).

Нижневиллюйская, марыкчанская и бергеинская свиты в пределах Средне-Алданского СР идентичны таковым в Байбыканском, Виллюйском и Алдано-Амгинском СР за исключением незначительного уменьшения мощности нижневиллюйской и марыкчанской свит (на 20–30 м) и постепенного умень-

шения мощности бергеинской свиты вплоть до ее полного выклинивания вследствие предсытогинского размыва.

Сытогинская свита с размывом и трансгрессивно налегает на континентальные образования марыкчанской свиты. В бассейнах рек Сугджа и Томпрук преобладают серые средне- и крупнозернистые песчаники, включающие единичные прослои алевролитов и аргиллитов и редкие обломки обугленной древесины. В базальных частях свиты отмечается обильная галька кварца и щебень глинистых пород, образующие иногда маломощные прослои.

Мощность сытогинской свиты – 40–120 м. Общая мощность объединенных нижневилуйской, марыкчанской и сытогинской свит изменяется в пределах 270–650 м.

Отложения свиты охарактеризованы разнообразными органическими остатками [Биджиев, Михайлов, 1966; Киричкова, Самылина, 1984], свидетельствующими о средне-поздневолжском возрасте.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Восточно-Сибирская СФО

Вилуйско-Предверхоаянская СФЗ

Лено-Вилуйский СР

Батылхская свита (*K₁bt*) образована разномасштабными песками и песчаниками зеленовато-серого цвета с подчиненным количеством алевролитов и пластами углей. Свита выделена А. Г. Коссовской и В. А. Вахрамеевым в 1957 г. в пределах возвышенности Батылы-Хая, восточнее пос. Сангары.

Разрез ее по р. Алдан и ее притокам, а также по данным бурения имеет следующий вид.

1. Чередование песчаников (пачки мощностью 15–30 м), алевролитов (пласты мощностью 0,4–3 м) и пластов угля мощностью 0,05–1,6 м, появляющихся через 10–30 м по разрезу. Песчаники зеленовато-серые, серые плотные, реже рыхлые разномасштабные. Слоистость тонкая, горизонтальная, реже (в мощных пачках рыхлых песчаников) косая (грубая с непараллельным расположением слоев). Алевролиты тонкоплитчатые, полосчатые. Угли каменные легкие черные, с матовым блеском. Мощность пачки – 200–210 м.

2. Пачка рыхлых, часто косослоистых зеленовато-серых песчаников мощностью 20–60 м и пачки (10–20 м) часто чередующихся (прослои мощностью 0,2–1,5 м) зеленовато-серых плитчатых песчаников и полосчатых алевролитов. В рыхлых песчаниках наблюдаются скопления гальки. Многочисленные пласты каменных углей мощностью от 0,1 до 1,6 м. Здесь же отмечены горизонты темно-серых с лиловым оттенком плитчатых, хрупких углей алевролитов мощностью 0,05–0,3 м. Общая мощность пачки – 240–250 м.

3. Завершают разрез свиты песчаники серые плотно- или слабосцементированные, с прослоями песков, мощностью до нескольких метров. Среди песков встречаются прослои алевролитов мощностью 0,05–0,3 м. Пласты угля здесь очень редки; мощность их не превышает 0,5 м. В верхах свиты отмечаются маломощные (0,1 м) линзы внутриформационных конгломератов с галькой кварца, кремней, черных песчаников и алевролитов. Мощность – 210–240 м.

В отложениях средней части батылхской свиты, рек Барайы и Зап. Градыга собраны многочисленные отпечатки флоры: *Coniopteris saportana* (Heer)

Vachr., *Cladophlebis ketovae* (Vachr.), *Cl. argutula* (Heer) Font., *Pityophyllum* sp., указывающие на раннемеловой возраст заключающих отпечатки отложений.

Мощность свиты на северо-западе территории листа составляет 600–700 м. Ближе к центральной части она достигает 1250 м.

Эксеняхская свита (*K_{ex}*) согласно залегает на батылыхской свите и локально распространена в пределах северной и восточной частей листа. Она отличается однообразным песчанистым составом и относительно слабой угленасыщенностью.

Наиболее полный разрез свиты вскрыт Нижнеалданской скважиной, где он выглядит следующим образом.

1. Песчаники серые среднезернистые, с горизонтами гравелитов в основании, в средней части обнаружен отпечаток *Coniopteris onychioides* Vassil. et K.-M. Мощность пачки – 200 м.

2. Чередование пластов песчаников, алевролитов и углистых аргиллитов (мощности пластов от 0,1 до 5 м). Редкие горизонты гравийных песчаников мощностью до 0,4 м. Единичные пласты угля мощностью до 0,2 м. Мощность пачки 225 м.

3. Песчаники преимущественно светло-серые, косослоистые с большим количеством мельчайших обломков углефицированной древесины. В песчаниках отмечено пять маломощных (до 0,15 м) прослоев угля. Мощность пачки – 250 м.

Мощность свиты в разрезе скважины составляет 675 м.

По составу и пески, и песчаники являются полевошпат-кварцевыми или кварц-полевошпатовыми и лишь в основании свиты отмечаются полимиктовые разности, обогащенные (до 15%) обломками эффузивов. Для них характерна преимущественно косая слоистость. Отдельными скважинами в долине р. Эльгекян пройдены линзы конгломератов мощностью до 0,1–0,15 м. Состав гальки – кварц, кварциты, осадочные породы верхоянского комплекса, кварцевые порфиры, альбитофиры, гранит-порфиры.

На р. Зап. Градыга в отложениях эксеняхской свиты В. А. Вахрамеевым и Ю. М. Пушаровским (1952 г.) обнаружены отпечатки *Onychiopsia goeppertii* (Schenk) Berry, *Cladophlebidium* cf. *primu* Pryn, *Cephalotaxopsis* sp., которые, по мнению В. А. Вахрамеева, свидетельствуют о раннемеловом возрасте вмещающих отложений. Спорово-пыльцевой спектр отложений этой свиты (скважины по рекам Эльгекян и Зап. Градыга), представленный *Bennettites*, *Ginkgoaceae*, *Podocarpaceae*, *Pinaceae*, *Coniopteris*, *Hausmannia*, *Gleichenia*, *Aneimia* и др., по мнению А. Ф. Фрадковой, безусловно, имеет раннемеловой возраст.

Спорово-пыльцевой комплекс свиты в образцах из Нижне-Алданской скважины характеризуется постоянным присутствием спор сфагновых мхов, схизейных и представителей родов *Coniopteris* и *Polypodia*. Возраст свиты соответствует апту [Решения Третьего..., 2009].

Общая мощность свиты в пределах площади листа изменяется в пределах 400–900 м.

Хатырыкская свита (*K_{ht}*) известна в пределах северной части территории листа, они приурочены к осевой части Приверхоанского прогиба и практически повсеместно перекрыты кайнозойскими отложениями.

Представление о строении разреза свиты дает Нижне-Алданская скважина.

1. Чередование песчаников белесых и зеленовато-серых, преимущественно мелкозернистых, реже тонко- и среднезернистых (мощности прослоев от 0,2 до 3,0 м) с темно-

серыми алевролитами (мощность прослоев от 0,1 до 0,2 м) и углистыми аргиллитами (прослои до 0,3–0,4 м). В этой толще располагаются три пласта черных блестящих углей мощностью от 0,5, 2,5 и 10,0 м. Мощность пачки – 120 м.

2. Толща, отличающаяся от нижележащей лишь резким возрастанием мощности горизонтов песчаников (до 8–12 м) и появлением в них грубой косой слоистости. Она содержит три пласта углей мощностью от 0,1 до 1,2 м. Мощность пачки – 120 м.

3. Толща аналогична толще 1. Содержит девять пластов углей мощностью от 0,15 до 1,0 м. Мощность пачки – 140 м.

4. Ритмично чередующиеся песчаниковые и песчаниково-алевролитово-аргиллитовые пачки. Мощности первых – от 4 до 16–18 м, вторых – от 2 до 6–8 м. К песчаниково-алевролитово-аргиллитовым пачкам приурочено 10 пластов углей мощностью от 0,1 до 1,0 м, равномерно располагающихся по разрезу толщи. Мощность пачки – 560 м.

Общая мощность свиты в Нижнеалданской скважине составляет 940 м.

Граница с отложениями эксеняхской свиты проводится на глубине 1770 м по подошве толщи, в которой резко увеличивается роль алевролитов и аргиллитов и появляются мощные пласты углей.

Спорово-пыльцевые комплексы пород хатырыкской свиты характеризуются присутствием большого количества спор родов *Sphagnum* и *Coniopteris*, спор семейств *Gleicheniaceae* и *Schizaceae*, рода *Lygodium* и семейства схизейных; небольшим количеством гладких бобовидных спор семейства *Polypodiaceae*, некоторым преобладанием среди пыльцы хвойных разновидностей с дифференцированными воздушными мешками. Возраст свиты, по заключению А. Ф. Фрадкиной, судя по такому комплексу, является альбским [Новицкий, 1965ф].

Мощность свиты изменяется в пределах 800–900 м.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Отложения палеогена широко развиты в Нижнеалданской впадине, где залегают на размытой поверхности мезозойских пород. Детальное описание данных отложений приведено в работах Г. В. Бархатова, Н. А. Игнатченко, Г. Ф. Лунгерсгаузена, Р. А. Биджиева, Л. М. Натапова и др., а в публикациях А. А. Чигуряевой, П. И. Дорофеева, А. Ф. Фрадкиной и др. обоснован их олигоценовый возраст.

ПАЛЕОЦЕН–ЭОЦЕН

Средне-Сибирская СФО

Нижнеалданская СФЗ

Кангаласский СР, Мамонтовогорский СР

Палеоцен-эоценовые отложения в пределах данной территории представлены *дюпсинской толщей* и обнажаются в цоколях террас высотой 13–15, 18–20 м и на поверхности 200-метровой террасы Алдана. Выделены Е. Б. Хотинной и др. [Хотина и др., 1987] как эльдиканская свита. Это русловая фация аллювия – валунно-галечные, песчано- и гравийно-галечные отложения, розовые и ржаво-бурые. В верхней части разреза осадки значительно выветре-

лые и являются по существу корнями каолининовой коры выветривания. Состав палинокомплексов позволяет отнести отложения к палеоцену–эоцену.

Мощность составляет 5–10 м.

Отложения не показаны на геологической карте вследствие недостаточного количества данных об их точном площадном распространении.

ОЛИГОЦЕН

В составе олигоцена Нижнеалданской впадины выделяются две свиты: таттинская и тандинская, сменяющие друг друга в разрезе.

Т ат т и н с к а я с в и т а (P_3^{tt}) вскрыта буровыми скважинами и в современном эрозионном срезе наблюдается локально: в пределах междуречья Томпо и Вост. Хандыга. В ее основании залегает слой (0,4–1,2 м) базального галечника из галек кварца, кварцитов, кремней, магматических пород, песчаников и алевролитов, связанных разномзернистым песком. Выше свита сложена песками преимущественно серыми и светло-серыми разномзернистыми, косослоистыми. Они содержат лигнитизированные растительные остатки и рассеянные гравий и гальку, главным образом кварца и кварцитов. Присутствуют редкие невыдержанные прослои (до 2–5 м) алевролитов, алевроитов и глин серых и темно-серых с линзами сидеритов. Среди минералов тяжелой фракции преобладают роговые обманки (40–60 %). В количествах от 2 до 20 % им сопутствуют эпидот, рудные, сфен, гранаты. Из глинистых минералов в южной части впадины ведущим является каолинит, а в бассейне р. Зап. Градыга – гидрослюда.

Мощность изменяется в пределах 250–300 м.

Свита характеризуется палинокомплексом с *Podocarpus*, *Engelhardtia*, *Sterculiaceae*, *Liquidambar*, *Nyssa*, в котором содержание термофильных элементов тургайской флоры колеблется от 4–6 до 20–24 % [Фрадкина и др., 1982].

Т а н д и н с к а я с в и т а (P_3^{tn}) на большей части впадины согласно перекрывает таттинскую, и ее нижняя граница проводится по подошве пачки алевроитов, глин и лигнитов мощностью от 4 до 30 м. На бортах впадины свита залегает непосредственно на эродированной поверхности мезозойских пород.

Разрез тандинских отложений представлен чередованием песков, алевроитов, глин и лигнитов. Доминируют пески (до 60–70 % объема свиты), которые образуют пласты и пачки мощностью до 50–70 м. Они во многом аналогичны пескам таттинской свиты. Только у контактов с пластами лигнитов для них характерен темно-бурый до черного цвет из-за насыщения тонкодисперсным лигнитовым материалом. Алевроиты, глины и лигниты обычно образуют пачки переслаивания от 4–5 до 30 м. В них серые и зеленоватые с линзовидной и горизонтальной слоистостью алевроиты залегают пластами до 20 м. Песчаные и алевроитовые глины темно-серого, темно-бурого, серого и зеленоватого цветов занимают промежуточное положение. Они имеют каолининовый и гидрослюдистый состав и часто содержат обильный растительный детрит. Бурые до черного, матовые с землистым изломом лигниты находятся в подчиненном положении. Количество и мощности (максимально до 9–10 м) их пластов увеличиваются от южных окраин впадины в северном направлении. Лигниты представляют собой угли низкой степени углефикации. Лишь изредка в них отмечаются линзочки витрена и мелкие таблички фюзена. В породах

свиты в комплексе минералов тяжелой фракции уменьшается количество роговых обманок (до 10–45 %) и повышаются содержания рудных (до 10–60 %) и гранатов (до 15–30 %).

Мощность отложений тандинской свиты изменяется от 0–20 м на южном фланге Нижнеалданской впадины до 350 м в бассейнах рек. Зап. и Вост. Градыга.

Тандинская свита содержит отпечатки листьев, остатки семян, плодов и шишек, собранных в пластах лигнитов ряда обнажений – Кангаласский мыс, реки Вост. Градыга, Арга–Делинье [Биджиев, Натапов, 1966] и охарактеризована палинокомплексом с *Fagus*, *Ulmus*, *Liquidambar*, *Nyssa*, *Sterculiaccae*, содержащим обычно до 15–25 %, а иногда 40–60 % пыльцы теплолюбивых покрытосеменных представителей тургайской флоры [Фрадкина и др., 1982].

Спорово-пыльцевые комплексы таттинской и тандинской свит уверенно коррелируются с палинологическим комплексом омолойского горизонта Прикуларского района Северной Якутии, возраст которого в настоящее время определяется первой половиной олигоцена [Палеоген и неоген..., 1989; Решения..., 1978].

Верхнеолигоценовые отложения выделены на левом берегу Амги у пос. Саморсун в качестве саморсунской свиты [Хотина и др., 1987]. Они развиты в долине р. Амга в цоколях низких террас и представлены песчано-алевролитовым, песчаным, песчано-гравийным и песчано-галечным аллювием оранжевого, бурого и красноватого цветов. В составе гальки и валунов преобладают кварц и кремнистые породы (до 80 %). В составе палинокомплекса до 28 % составляют ольха и береза, постоянно присутствуют широколиственные и жестколистные, значительно количество голосеменных.

Мощность – 8–10 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Неогеновые отложения имеют максимальное распространение в пределах Нижнеалданской впадины. Первоначально они выделялись в общем разрезе палеогена и неогена в качестве верхней песчаной толщи (Р. А. Биджиев, 1956; Г. В. Бархатов, 1958 г.). Однако в последующие годы эта толща, несмотря на однообразный литологический состав, благодаря усилиям Р. А. Биджиева (1957 г.), Г. Ф. Лунгерсгаузена (1961 г.), П. И. Дорофеева (1969 г.), Ю. П. Барановой и др. (1976 г.), А. Ф. Фрадкиной и др. (1982, 1983, 1984 гг.) и других исследователей была расчленена на свиты и слои ранне- и среднемиоценового и плиоценового возраста.

НИЖНИЙ МИОЦЕН

Средне-Сибирская СФО

Нижнеалданская СФЗ

Кангаласский СР, Мамонтовогорский СР

Намская свита (P_3-N_{1nm}) обнажается только в северо-западной части листа на правобережье р. Алдан, а восточнее погребена под более молодыми образованиями. Она с размывом залегает на различных горизонтах тандин-

ской свиты. Нижняя граница свиты четкая и обычно проводится по контакту глинистой пачки (от 1 до 16 м) с пластами лигнитов, относящейся к тандинской свите, и разнотернистых песков со значительным количеством гальки и гравия. Эти пески являются базальными для данной свиты. Остальная часть разреза сложена аналогичными песками светло-серыми и серыми, иногда желтоватыми и белесоватыми, часто косослоистыми в слоях от 0,5 до 2 м. Они также содержат рассеянную мелкую (2–3 см) хорошоокатанную гальку и гравий кварца, разнообразных окремненных и магматических пород, остатки лигнитизированной древесины и, иногда, включения переотложенного лигнита. В верхней части разреза встречаются прослои (до 0,15–1,5 м) темно-серых и коричневатых алевроитов и, реже, глини.

Мощность отложений возрастает от 20–35 м на востоке и юге Нижнеалданской впадины до 100 м ближе к центральной части.

В тяжелой фракции пород намской свиты наиболее распространены роговые обманки (до 20–40 %), рудные (до 20 %), гранаты и эпидот (до 10 %).

Свита охарактеризована спорово-пыльцевым комплексом с *Castanea*, *Nyssa*, *Liquidambar*, *Taxodium*, *Sequoia* [Камалетдинов, Минюк, 1982; Фрадкина и др., 1982]. Доля теплолюбивых покрытосеменных растений тургайской флоры в нем составляет в среднем 15 %. Этот комплекс по составу и количеству компонентов хорошо согласуется с аналогичным комплексом нижней половины ранне-среднемиоценового ильдикиляхского горизонта Прикуларского района [Палеоген и неоген ..., 1989; Решения ..., 1978]. В. А. Камалетдиновым и П. С. Минюком [Камалетдинов, Минюк, 1982] чередующиеся по разрезу намской свиты две преимущественно нормально и две обратно намагниченные зоны были сопоставлены с 22–19-й эпохами палеомагнитной шкалы Labrecque et al. (1977 г.). По этой шкале смена 22-й и 21-й эпох датируется 22,02 млн лет т. н., а 19-й и 18-й эпох – 18,95 млн лет т. н., что соответствует раннемиоценовому времени.

Нижнемиоценовые аллювиальные отложения в ранге чимнайской свиты выделены в разрозненных обнажениях в долине Амги [Хотина и др., 1987]. Они развиты на террасах Алдана и Амги высотой 150–170 м, чаще обнажаются в цоколях низких и средних террас. Отложения песчаные, реже песчано-гравийные, песчано-галечные ярко-розовые, розовато-серые и оранжевые косослоистые. В составе палинокомплекса доминируют голосеменные с преобладанием сосны. Среди покрытосеменных постоянны теплоумеренные листопадные и широколиственные. Количество пыльцы трав (лугово-степные ассоциации) увеличивается вверх по разрезу.

Мощность отложений – 20–25 м.

На геологической карте они не показаны, так как выделены лишь в разрозненных обнажениях и не прослежены по площади.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ МИОЦЕН

Мамонтовогорский СР

Белогорская толща и свита Мамонтовой горы объединенные (N₁bl+mg) наблюдаются в ряде обнажений вдоль р. Алдан и некоторых ее притоков. Объединены вследствие близкого литологического со-

става, палеоботанической характеристики, а также малой мощности и исключительно малых площадей распространения белогорской толщи.

Белогорская толща, развитая локально лишь в пределах обнажения Мамонтовой горы, сложена песками желто-серыми и серыми преимущественно мелкозернистыми горизонтально- и косослоистыми. Тонкими (до 3–5 см) прослоями они иногда обогащены глинистым и карбонатным материалом и несколько литифицированы. Пески содержат линзовидные скопления растительного детрита и лепешко- и желвакообразные глинисто-сидеритовые конкреции, часто с отпечатками листьев более 70 видов растений. В кровле слоев содержится горизонт прижизненно захороненных пней деревьев.

Видимая мощность этих отложений – 5–7 м, характер их нижней границы неясен.

В палинокомплексе с *Pinus*, *Betula*, *Carya* пыльца тургайских покрытосеменных составляет 2–12 %, чаще 6–10 % [Миоцен ..., 1976; Фрадкина, 1983; Фрадкина и др., 1982].

Свита Мамонтовой горы с разрывом перекрывает намскую свиту. Свиту слагают пески серые, светло-серые, желтовато-серые разномзернистые. В песках много гравия и гальки окремненных и магматических пород, остатков лигнифицированной древесины. Они часто образуют линзовидные скопления, подчеркивая косую или горизонтальную слоистость. В подошве свиты пески грубые, обогащены гравием и галькой и иногда переходят в галечники. Преимущественно в верхней части разреза свиты изредка присутствуют прослои (обычно 1–10 см) алевролитов, алевроитов и аргиллитов темно-серых и коричневатых. По данным Б. С. Русанова [Русанов, 1968], среди тяжелых минералов доминируют гранаты (до 60 %), рудные (до 20 %), лейкоксен (до 17 %) и пироксены (до 10 %). Роговые обманки содержатся в количестве не более 10 %. Глинистые минералы представлены каолинитом.

Мощность отложений свиты Мамонтовой горы колеблется от 20 до 70 м.

Мощность объединенных отложений составляет 20–75 м.

Породы охарактеризованы многочисленными остатками семян, плодов, эндоспермов и шишек растений тургайской флоры, а также палинокомплексом с *Pinus*, *Betula*, *Alnus*, в котором пыльца теплолюбивых покрытосеменных обычно составляет 6–8 % [Миоцен ..., 1976; Фрадкина, 1983, Фрадкина и др., 1982].

Спорово-пыльцевые комплексы белогорских слоев и свиты Мамонтовой горы в сочетании с большим количеством определений листовой флоры, плодов и семян послужили основой для выделения регионального для Северо-Востока СССР среднемиоценового мамонтогорского горизонта [Решения ..., 1978].

ВЕРХНИЙ МИОЦЕН – НИЖНИЙ ПЛИОЦЕН

Отложения выделены на левом берегу р. Амга в районе пос. Мандыгай в объеме мандыгайской свиты [Хотина и др., 1987]. Они зафиксированы в единичных обнажениях, в цоколях террас р. Амга и на низких водоразделах. Это озерно-аллювиальные и аллювиальные пески, алевролиты и песчаные илы горизонтально-слоистые полосчатые розовые, сероватые и ржаво-бурые. Бога-

тые спорово-пыльцевые комплексы позволяют определить возраст отложен- ний как поздний миоцен – ранний плиоцен.

Мощность – 35–40 м.

На геологической карте они не показаны из-за отсутствия площадных наблюдений.

ПЛИОЦЕН

Кангаласский СР

Плиоценовые образования представлены солбанской свитой (нижний плиоцен).

Нижнеплиоценовые отложения впервые были выделены в обнажении Ма- монтова гора в качестве слоя ожелезненных песков [Миоцен..., 1976]. В. А. Камалетдинов и П. С. Минюк (1982 г.) показали, что отложения разви- ты более широко и имеют значительно большую мощность. Поэтому здесь они рассматриваются как солбанская свита (название свиты предложено В. А. Камалетдиновым) – так называемая толща ожелезненных песков.

С ол бан с к а я св и та (N_2sl) с размывом перекрывает отложения миоце- на, олигоцена, мела и юры. В основании ее разреза выделяются базальные слои (до 7 м) – грубозернистые пески, которые содержат (до 30 %) гравий и хорошоокатанную гальку кварца, кремненных и магматических пород. Ино- гда гравий и галька переполняют пески вплоть до образования прослоев га- лечников. Выше залегают пески серые, светло-серые, часто из-за общего ожелезнения буроватые. Их структура изменяется от мелко- до крупнозерни- стой. Гальки в них довольно редки, а гравий обычно располагается линзовид- ными слойками до 2–3 см. К мелкозернистым пескам изредка приурочены тонкие слойки синевато-зеленоватых алевритов и глин. В тяжелой фракции преобладают эпидот (10–30 %) и дистен (10–33 %), а также роговые обманки (5–28 %) и рудные (до 10 %).

Мощность толщи изменяется от первых метров на окраинах Нижнеалдан- ской впадины до 35–50 м в ее внутренних частях.

Отложения охарактеризованы комплексом пылцы и спор с *Pinus*, *Picea*, *Artemisia*, *Gramineae* с содержанием теплолюбивых элементов до 3,5–4,5 %, что позволяет датировать их ранним плиоценом [Миоцен ..., 1976; Фрадкина, 1983; Фрадкина и др., 1982]. С этим согласуются и палеомагнитные данные: нижнюю часть разреза можно сопоставить с зоной Гилберт, а верхнюю – с первой половиной зоны Гаусс [Камалетдинов, Минюк, 1982], т. е. формиро- вание толщи ожелезненных песков происходило от 5 до 3 млн лет т. н.

Верхнеплиоценовые отложения описаны в единичных обнажениях по ле- вому берегу р. Амга в цоколях террас и выделены как битюнская свита [Хотина и др., 1987]. Это озерные и озерно-болотные глинистые и суглини- стые алевриты и супеси голубовато- и зеленовато-серые тонкогоризонтально- слоистые. Отложения включают раковины моллюсков. Спорово-пыльцевой комплекс отражает растительность типа дубово-каштаново-сосновых лесов с богатым травянистым покровом.

Мощность отложений – 18–20 м. На геологической карте они не показаны.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные образования на территории листа сплошным покровом закрывают области Вилуйско-Ленско-Амгинской и Алдано-Амгинской равнин, а в горной части распространены спорадически, преимущественно в долинах крупных рек и на склонах. Максимальные мощности (более 60 м) приурочены к краевым ледниковым образованиям, развитым в предгорной части, минимальные (первые метры) – к крутым склонам водоразделов Верхоянской горной системы. Дочетвертичные образования обнажаются на высоких гребневидных водоразделах горных хребтов, а также местами в речных обрывах.

Расчленение четвертичных образований проведено на климатостратиграфической основе, с использованием палеонтологических, геоморфологических и геохронологических данных в соответствии с Легендой Верхояно-Колымской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) и Унифицированной региональной стратиграфической схемой четвертичных отложений Средней Сибири (Унифицированная ..., 2010). Нижняя граница четвертичной системы проводится на возрастном уровне 2,6 млн лет по основанию гелазского яруса (Постановления ..., 2012).

В основу районирования четвертичных образований положен морфолито-генетический принцип. Четвертичные образования в пределах площади листа относятся к двум крупным СФО: Верхояно-Чукотской (I) и Средне-Сибирской (II). Районирование Средне-Сибирской СФО и ее границы проведены в соответствии с Унифицированной региональной схемой Средней Сибири (2010 г.): образования квартера отнесены к Приверхоянской СФЗ (II-Б) и Лено-Алданской СФЗ (II-А), в пределах которой обособлены два стратиграфических района – Алдано-Амгинский СР (II-А-1) и Приленско-Вилуйский СР (II-А-2). Районирование Верхояно-Чукотской СФО проведено в соответствии с серийной легендой, в ее пределах образования квартера обособляются в Западно-Верхоянскую СФЗ (I-А), Южно-Верхоянскую СФЗ (I-Б) и Приверхоянскую СФЗ (I-В). Северная часть Приверхоянской СФЗ Верхояно-Чукотской СФО отнесена к Средне-Сибирской СФО и ей присвоен новый номер. В остальном нумерация структурно-фациальных подразделений дана в соответствии с Верхояно-Колымской серийной легендой.

Поскольку для территории листа, относящейся к Верхояно-Чукотской СФО, отсутствует Региональная стратиграфическая схема четвертичных образований (Решения ..., 1987), то выделенные на карте стратоны скоррелированы с ОСШ квартера. Горизонты схемы Средней Сибири даны только в схеме корреляции.

Четвертичные образования представлены континентальными образованиями различных генетических типов. В составе четвертичной системы выделены образования эоплейстоцена, неоплейстоцена и голоцена. Образования, соответствующие гелазскому ярусу, на площади листа не установлены (Гриненко и др., 2005). Выделение озерных и озерно-болотных отложений битонской свиты верхнего плиоцена на левобережье р. Амга (Хотина и др., 1987), по мнению автора Нижнеамгинской серийной легенды (Легенда Нижнеам-

гинской ..., 1999) В. А. Камалетдинова, требует дополнительного изучения и обоснования, поэтому на листе Р-53 они не картируются.

ПЛЕЙСТОЦЕН

В составе плейстоцена выделены образования верхнего звена эоплейстоцена, а также нижнего, среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Верхнее звено

Тустахская свита. Аллювий (aEllts) этого возраста на площади листа имеет локальное распространение в долине р. Алдан в районе устья р. Халыма. Аллювий представлен песками желтовато-серыми разнотекстурными, существенно кварцевыми, косослоистыми, содержащими до 30 % рассеянную хорошоокатанную гальку размером 3–5 см и крупный гравий преимущественно кварцитов, кварцитовидных песчаников, кварца, кремней, реже магматических и метаморфических пород и остатки слаболигнитизированной древесины. Прослоями мощностью до 2 м в песке присутствуют галечники, состоящие из хорошоокатанных галек разного размера (70 %), валунов размером до 0,3–0,4 м (10 %) и крупного гравия (20 %) из пород, аналогичных вышеперечисленным. Связующий материал, который представлен грубозернистым песком, составляет 35–40 %. Видимая мощность отложений в Тандинском обнажении составляет 5–7 м. Палинологические спектры отражают лесную растительность с преобладанием сосен, берез, ольхи. Комплекс фауны из отложений характеризует время конца эоплейстоцена – начала плейстоцена [Камалетдинов, 1983ф; Унифицированная ..., 2010]. Вероятно, к этой же свите относятся аллювий цокольной террасы р. Алдан высотой 60–70 м (высота цоколя 40 м). Естественные обнажения известны по р. Вост. Градыга; они вскрыты так же шурфами и скважинами в долинах рек Алдан и Эльгекян. В основании расположен горизонт валунника мощностью 0,8–1 м, выше которого залегают ярко-желтые галечники с прослоями песка мощностью 4–5 см. Они приурочены к самому высокому террасовому уровню, располагающемуся непосредственно выше фаунистически обоснованного среднечетвертичного аллювия 40–50-метровой террасы. Это терраса р. Алдан по высотному положению и характеру аллювия (грубые галечники) может быть сопоставлена с аналогичными высокими террасами рек Лена и Вилюй, где раннечетвертичный их возраст определен по находкам *Archidiskodon wuatl* М. Pawlov. Мощность аллювия 20–30 м. (Государственная ..., лист II. Натапов и др., 1984).

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Неоплейстоцен представлен нижним, средним и верхним звеньями, нерасчлененными образованиями нижнего и среднего звеньев, а также среднего и верхнего звеньев.

Одним из спорных вопросов стратиграфии региона является возраст ледниковых образований Верхоянского хребта. В результате работ по германско-

российскому проекту с использованием IRSL датирования был уточнен возраст формирования ледниковых образований в Приверхоянье. На территории листа Р-52 установлено, что все морены в бассейне р. Тумара древнее 50 тыс. лет, а внешние конечные морены древнее 80 и 100 тыс. лет. Таким образом, в последний гляциальный максимум на изучаемой территории не было заметного развития оледенения [Зигерт и др., 2007; Stauch, Lehmkuhl, 2010; Stauch, Lehmkuhl, 2011]. С учетом этих данных, все конечные морены на площади листа отнесены к оледенению второй ступени верхнего неоплейстоцена, по их внешнему контуру проведена и граница этого оледенения. Возраст морены за конечно-моренными образованиями принят средненеоплейстоценовым.

Нижнее звено

Пеледуйская свита. Аллювий (α/l) этого возраста на площади Средне-Сибирской СФО вскрывается в береговых обнажениях р. Хаттанья (правый приток р. Танда), где он сложен галечниками из хорошоокатанных галек кварца, кремней, кварцита. Преобладающий размер галек – 3–8 см. Связующий материал, составляющий 30–40 % объема, представлен песком серым, желтовато-серым разнoзернистым, в котором часто, особенно в подошвенной части галечников, содержится примесь гравийного материала. Мощность галечников колеблется от 1,5 до 6,6 м. На площади листа Р-52, судя по разрезам буровых скважин, галечники перекрываются песками, содержат хорошоокатанную гальку и примесь гравия, редко прослой глин. Эти пески имеют мощность до 18 м [Камалетдинов, 1983ф].

Среднее звено

Звено представлено аллювием базовской свиты первой–третьей ступени, а также охотским солифлюксом и образованиями ледникового комплекса четвертой ступени.

Первая–третья ступени

Базовская свита. Аллювий четвертой надпойменной террасы (α^4/lbz) 50-метрового уровня прослеживается на левобережье р. Алдан и повсеместно перекрыт более молодыми осадками. Сложен аллювий базальными галечниками, которые перекрываются песками разной зернистости. Базальные галечники наиболее изучены на Тандинском обнажении (лист Р-52) на левобережье р. Алдан. Они состоят из хорошоокатанных разноразмерных галек (60 %), крупного гравия (30 %) и мелких валунов (10 %) песчаников, карбонатных пород, кварца, кварцитов, магматических и метаморфических пород. Связующим материалом, количество которого достигает 50 % объема породы, служит песок серый, желтовато-серый разнoзернистый. Он образует иногда линзовидные прослой мощностью от 3 см до 0,3 м, в которых проявляется косая и, реже, горизонтальная слоистость, которая подчеркивается распределением мелких галек и гравия. Как в галечниках, так и в прослоях песка содержатся остатки древесины и растительного детрита. По галечникам развито в общем незначительное ожелезнение и многие гальки покрыты бурым налетом гидроокислов железа. Мощность базальных галечников колеблется от 2 до 5–10 м [Камалетдинов, 1983ф].

В обн. Мамонтовой горы (стратотип) в разрезе 50-метровой террасы на размытой поверхности песчаного цоколя озерно-аллювиальных отложений залегают [Русанов, 1968]:

1. Песок серый разнородный, косослоистый, с железистыми пятнами и невыдержанными прослоями растительных остатков, среди которых обнаружены эндокарпии *Juglans cinerea* L., *Picea wolossowiczii* Suk. и костные остатки *Bison priscus longicornis* W. Grom., *Alces latifrons postremus* Vang. et Fler. и др. Древесные остатки принадлежат к *Quercus* sp., *Pinus* sp., *Picea* sp., *Betula* sp., *Tsuga* sp. 4,3 м
2. Галечник очень плотный, с различной ориентировкой, хорошоокатанной галькой среднего и мелкого размеров. В галечнике встречаются маломощные линзы песка и гравия. В основании слоя залегают глиняные катушки. В песчаных прослоях обнаружены костные остатки..... 9,6 м

Общая мощность отложений – 13,9 м.

Четвертая ступень

Ледниковые образования (gll₄), сформированные спускавшимися с Верхоянских гор ледниками, пересекавшими и перегораживавшими р. Алдан, представлены валунными суглинками темно-серого цвета. Иногда в них наблюдаются линзы безвалунного песка, суглинков и глин. Валунного материала в морене 40–60 %. Валуны лежат хаотически, поперечник их не превышает 0,2 м. Они обладают ледниковой штриховкой. В составе валунов преобладают темно-серые песчаники (80–90 %) и черные алевриты (10–15 %), отмечаются валуны диабазы и кварца. Мощность ледниковых образований не превышает 7 м. Морены среднего неоплейстоценового возраста встречаются повсеместно на правом берегу р. Алдан (обнажения Ихененское), по р. Вост. Градыга, а также вскрыты шурфами и скважинами [Иванов, 1956ф]. Единственный выход морены на левом берегу р. Алдан был выделен на обн. Россыпное напротив устья р. Барыйы [Спектор, 2003].

Г л я ц и о ф л ю в и а л (fl₄) широко развит в нижнем течении правых притоков р. Алдан. Местами отложения перекрыты лессоидами и ледниковыми образованиями второй ступени верхнего неоплейстоцена. Они прослеживаются в виде широких плащей от р. Алдан без перерыва до конченных морен и представляют собой галечники с характерной невыдержанной слоистостью, плохой сортировкой материала, слабой окатанностью и угловатостью крупных галек. В шурфах на правом берегу р. Алдан (Ихененское обнажение № 3) галечники состоят из двух слоев, разделенных ясно выраженным размывом. Нижний состоит из галек с ярким охристым налетом. Галька верхнего слоя следы ожелезнения не имеет. Мощность – до 20 м [Русанов, 1968].

О х о т с к и й с о л и ф л ю к с и й (sl_{4oh}) имеет локальное распространение (стратотипический разрез № 3) в долине р. Алдан, близ пос. Охотский Перевоз. Он представлен алевритами, суглинками, глинами, песками глинистыми со щебнем и дресвой коренных пород, с гальками и валунами, сопровождаемые псевдоморфозами по клинью повторно-жильных льдов и клиньюми грунтовых жил. Спорово-пыльцевой комплекс отражает растительность лесотундры и тундростепи с господством плаунов и папоротников. Единичная пыльца *Pinus* sp., *Betula* sp., *Alnus* sp. и трав. Мощность образований – 2,5–3 м [Хотина, 1987].

А л л ю в и й (all?) притоков р. Аллах-Юнь не выходит на дневную поверхность и наблюдался только в шахтах, где подстилает отложения ледникового комплекса. Аллювий представлен галечниками и песками.

В разрезе в долине р. Оночалах на глубине 13,75–26,25 м наблюдался щебнисто-галечный материал. Размер обломков местами достигает 15–20 см (в основании слоя и на глубине 18–19 м). Они представлены почти исключительно глинистыми сланцами, наблюдались лишь единичные гальки песчаника, алевролита и обломки кварца. Окатанность материала преимущественно низкая (I кл.), иногда до средней (II кл.), и очень редко – хорошая (III кл.), встречаются и практически совсем не обработанные обломки. Подавляющее число обломков имеет плитчатую, уплощенную форму. Заполнителем является разнотекстурированный глинистый песок с дресвой глинистых сланцев. Почти по всему разрезу наблюдается упорядоченное, субгоризонтальное и черепитчатое залегание галечного материала. На глубине 14,5 м залегает линза плотного темно-серого алеврита мощностью до 0,5 м; на глубине 24,0 м наблюдалась линза песчанистого алеврита с мелким гравием и единичной галькой сланцев мощностью до 20 см. У подошвы слоя, на глубине 26 м был обнаружен древесный ствол диаметром до 15–18 см *Larix dahurica* (определение И. А. Шилкиной). Контакт с вышележащим слоем прямой, резкий и отчетливый. Описанные образования подстилаются коренными породами (глинистые сланцы). Сходные разрезы наблюдались по р. Усть-Юрях, руч. Западный.

Как видно из описаний разрезов, данная толща сложена слабообработанной галькой глинистых сланцев, среди которой встречаются обломки жильного кварца, и является аллювием небольших потоков, занимавших долины правых притоков р. Аллах-Юнь. Об этом говорит как черепитчатое залегание обломков с наклоном вверх по долине, так и общее сходство с современным аллювием соответствующих ручьев. Состав обломочного материала, слагающего погребенный аллювий, соответствует геологическому строению бассейнов правых притоков р. Аллах-Юнь на этом участке.

Мощность данных осадков составляет от 7–8 до 13 м.

По данным И. А. Шилкиной, проводившей определение древесины, обнаруженной в основании разреза данных отложений (*Larix dahurica*), она имеет обычную ширину годовичных колец, и развивалась в нормальных для этого вида условиях. Радиоуглеродный возраст этой древесины был установлен >55070 (ЛУ-603). Спорово-пыльцевые спектры рассматриваемых отложений включают преимущественно споры сфагновых мхов, плаунов и папоротников и лишь единичные пыльцевые зерна древесно-кустарниковых пород, что свидетельствует о климате, более холодном, чем современный.

Среднеплейстоценовый возраст погребенного аллювия устанавливается на основании их залегания под позднеплейстоценовыми образованиями. Как показали наблюдения в шахте № 11 в долине руч. Западный, формирование погребенного аллювия непосредственно предшествовало отложению осадков позднеплейстоценового ледникового комплекса, о чем говорит их переслаивание в зоне контакта. Погребенный аллювий притоков р. Аллах-Юнь вмещает россыпи золота (Государственная ..., лист Р-53-XXX, 2000).

Нижнее–среднее звенья

Аллювий ($\alpha I-II?$) на площади Верхояно-Чукотской СФО слагает в Верхоянской горной стране надпойменные террасы долин рек Томпо и Менкюле высотой 100–300 м. Аллювий представлен хорошоокатанными галечниками с примесью валунов подстилающих коренных пород общей мощностью до 2 м, редко до 13 м.

Цокольные террасы высотой 180–300 м залегают в долинах рек Томпо и Хунхада. Они представлены валунно-галечным материалом, песком с гравием и галькой. Мощность рыхлых отложений – до 3 м [Горбунов, 1979ф; Государственная геологическая карта РФ ..., лист Р-53-V, 1998]. Спорово-пыльцевые спектры из верхних слоев аллювия содержат пыльцу древесно-кустарниковой группы (30,7–60,5%), включая пыльцу сосен (2,8–31,5%), берез (2,7–32,3%), ольховника (2,9–18,0%), единичные зерна ели, лиственницы. Группа трав (14,9–63,2%) содержит пыльцу вересковоцветных (8,0–61,4%) и меньше злаковых, осоковых, полыни. Группа спор (0,6–25,9%) включает споры кочедыжниковых папоротников (0,6–13,3%), сфагновых (0–10,0%) и зеленых мхов (0–1,3%) и сибирского плаунка (0,1–3%). По заключению Л. А. Матвеевой и Н. В. Ермолаевой, эти спорово-пыльцевые спектры не моложе верхнего неоплейстоцена [Государственная ..., лист Р-53-V, 1998].

Верхнее звено

Первая ступень

Лимний (III_1) фрагментарно сохранился на р. Вост. Градыга, в 8 км выше устья. Кроме того, отдельные реликты были встречены в долине р. Барайа. Он залегают на средненеоплейстоценовой и перекрыт мореной второй ступени верхнего неоплейстоцена. Это темно-серые кварц-полевошпатовые пески мелко- и тонкозернистые, горизонтальнослоистые, с прослоями черных супесей, переполненных разложившимися растительными остатками и обломками древесины. Спорово-пыльцевой спектр лесной, с преобладанием пыльцы ольхи 64–76 %. Пыльцы недревесных в спектре 0,5–1,8 %; количество спор (папоротника и сфагнум) – 5–7 %. Мощность отложений – 3 м. [Государственная ..., 1975].

Аллювий третьей надпойменной террасы ($\alpha^3 III_1$) 30-метрового уровня на левобережье р. Алдан залегают на цоколе нижнеюрских пород и представлен алевритами и песками мощностью 8–10 м.

Аллювиальные отложения мощностью 17,5 м вскрыты в разрезе террасы 30-метрового уровня на обнажении Мамонтова Гора (стратотип). Отложения представлены преимущественно русловой фацией:

1. Песок светло-серый разнозернистый, косослоистый, с редкими включениями линзочек окатанных растительных остатков, среди которых встречаются шишки *Larix dathurica* Turcz. В верхней части слоя отмечено несколько маломощных (10–15 см) и невыдержанных по простиранию прослоев суглинка 7,5 м
2. Галечник с галькой среднего и мелкого размеров и серым крупнозернистым песком и гравием. На глубине 6 м от верхнего контакта слоя – прослой серого косослоистого крупнозернистого песка мощностью 0,5 м. 10 м

Галечниковый слой сложен хорошоокатанной мелкой и средней галькой, принадлежащей к серым песчаникам; лишь небольшая часть ее состоит из кварца, роговика, порфиров и гранитов [Русанов, 1968]. Аллювиальные отложения перекрываются лессовыми и озерными образованиями второй-четвертой ступенями.

Вторая ступень

Ледниковые образования (gl_{II_2}), представленные основной и краевой моренами, сохранились в предгорьях Верхоянского хребта. Основная морена на северо-западе площади листа перекрывает маломощным плащом (2–3 м) междуречья предгорий Сордогинской гряды. Морена сложена желтовато-бурыми плотными валунными суглинками с галькой. Конечные морены сложены находящимися между собой в сложных соотношениях, валунными суглинками, валунно-галечным материалом и песками. Валунные суглинки темно-серого, черного и коричневатого-серого цветов, комковатые, плотные. Количество валунного и галечного материала в них достигает 80–85 % объема. Размеры валунов достигают 1,5 м в поперечнике. Среди них преобладают валуны песчаников и алевролитов; особенно велика роль валунов зеленовато-серых меловых песчаников. Связующий материал представлен песком разномелкозернистым в количестве от 5 до 30 %. Наблюдаемая мощность – 9–17 м [Камалетдинов, 1983ф].

В восточной части территории листа в долине р. Вост. Хандыга в 100 км от устья, при выходе реки из гор сохранились огромные нагромождения конечных морен второй ступени верхнего неоплейстоцена. Уровень древнего трога прослеживается на высоте около 100 м по обеим сторонам долины. На плечах трога наблюдаются многочисленные остатки основной морены. Сложена морена несортированной галькой, валунами и темно-серым песком.

Эрратические галька и валуны, встречающиеся на территории Верхояно-Колымо-Чукотской СФО, являются частью ледникового комплекса и были отложены при деградации ледника. Пространственно они тесно связаны с ледниковыми и гляциофлювиальными отложениями. Их принадлежность к поздненеоплейстоценовым ледниковым образованиям доказывается также сходством их состава, окатанности и степени выветрелости с валунно-галечным материалом, включенным в состав ледниковых отложений.

Гляциолимний (lg_{III_2}) известен только в бассейне р. Вост. Хандыга, где он залегает во внутренних частях конечно-моренных амфитеатров поздненеоплейстоценового оледенения второй ступени. Ледниково-озерные образования представлены песками темно-серыми, коричневатого-серыми, часто глинистыми, переходящими в супесь. Мощность – до 10–15 м.

Гляциофлювиал (fl_{III_2}) развит в долинах правых притоков р. Алдан и представлен галечниками с валунами, часто сменяющимися по простиранию и вверх по разрезу песками и суглинками с галькой. Также они встречаются внутри амфитеатров, образованных конечно-моренными валами, где состоит из песков серых, коричневатого- и буровато-серых с редкой галькой и валунами. Видимая мощность отложений – 10–20 м.

Третья ступень

Аллювий (all_3) слагает 15-метровую эрозионно-аккумулятивную вторую надпойменную террасу р. Алдан у пос. Крест-Хальджайы и обн. Мамонтова Гора. В 15-метровой террасе обнажения аллювиальная толща, уходящая под русло р. Алдан представлена песком серым косослоистым, разнотернистым, с прослойками суглинков в верхней части слоя и цепочками мелкой гальки в нижней. В слое обнаружены остатки *Bison priscus deminutus* W. Grom. Мощность слоя – 2,8 м, отложения перекрыты сартанским бурым лессом. Терраса у пос. Крест-Хальджайы, аналогичная по строению 15-метровой, мощность аллювия – 10–20 м. Колебания в мощности связаны с интенсивностью размыва отложений [Русанов, 1968].

Четвертая ступень

Ледниковые образования (gl_4) развиты в Верхояно-Чукотской СФО. Они широко распространены в межгорных долинах рек Аллах-Юнь, Менкюле, Тыры; единичные выходы отмечены в долинах рек Барайы и Кюнг-кюнюр.

В долине р. Аллах-Юнь и в ее притоках (ручьи Менджель, Минор, Курунг, Ударник и Широкая) они покрывают как склоны долин, так и невысокие междуречья и прослеживаются от уреза воды водотоков до абс. выс. 700–760 м. Ледниковые образования представлены валунниками, песками с галькой и супесями. Преобладающий размер валунов – до 30–35 см, очень редко встречаются крупные глыбы: до 1–2 м в поперечнике.

Для ледниковых образований характерно слоистое сложение и хорошая окатанность валунно-галечного материала, что придает им сходство с аллювием, отмечаемое многими исследователями, и свидетельствует об их отложении талыми ледниковыми водами при деградации ледника. Подстилающая ледниковые образования поверхность коренных пород имеет достаточно расчлененный рельеф, в связи с чем их мощность очень изменчива и колеблется от 1–2 до 60 м.

В бассейнах рек Томпо, Менкюле, Чугучан, Ольчан, Куккан ледниковые отложения распространены в днищах древних долин и представлены боковыми и конечными моренами, которые представлены валунами, глыбами и обломками пород местного происхождения, суглинками. В палинологических пробах из отложений доминирует пыльца древесно-кустарниковых растений (до 70 %) – березы, ольховника, сосен, встречаются зерна пыльцы ели (до 4,8 %), лиственницы, ольхи. В составе недревесных выделяются полыни, осоковые, злаки и верескоцветные. Такой состав спорово-пыльцевых спектров говорит об относительно холодных и умеренных климатических условиях времени формирования отложений.

Гляциофлювиал (fl_4) широко развит в долине р. Аллах-Юнь, где он слагает аккумулятивные террасы высотой до 20–25 м и встречается единичными выходами в долинах рек Барайы, Вост. и Зап. Градыга. Отложения представлены разнотернистыми полимиктовыми песками, галечниками с большим

содержанием гравия, алевроитами в основании. Отложения не имеют заметных литологических отличий от ледниковых образований.

Мощность гляциофлювиальных образований колеблется в широких пределах, достигая 20–25 м. Они образуют единый комплекс с верхненеоплейстоценовыми ледниковыми отложениями, что определяет их возраст [Горлова, 2005ф]. С гляциофлювиальными образованиями связано месторождение кирпичных глин (нижнее течение р. Таях).

Лессоид, едомная фация (L_{edIII_4}) залегает в основном в виде плаща мощностью от первых до 50 м на водораздельных пространствах правых притоков р. Алдан на гляциофлювиальных галечниках второй ступени верхнего неоплейстоцена. В обнажении Мамонтовой Горы № 1 лессоиды являются верхней пачкой 50, 30, и 15-метровой террас р. Алдан, покрывающей галечники первой ступени верхнего неоплейстоцена и, с размывом, лессоид и лимний второй-четвертой ступеней верхнего неоплейстоцена. Отложения являются эпигенетическими.

Колебания мощности связаны с интенсивностью размыва лессовых отложений, мощность пачки лессов 50 и 30-метровых террас составляет 4–5,3 м; мощность 15-метровой террасы достигает 11,7 м.

Лессоид, развитый в верхней части разреза 50-метровой террасы р. Алдан, представляет собой однородную пылевато-илисто-глинистую, сильнольдистую и просадочную породу бурого цвета. Участки, сильно насыщенные льдами, имеют в разрезе пестрое сочетание мощных ледяных жил и столбов лесса. Включает много костных остатков плейстоценовых млекопитающих. Среди листьев, сохранившихся в отложениях, найдены *Betula olatyphylla* Suk. и *Alnus hirsuta* Turcz. [Русанов, 1968].

Отложения верхней части разреза 15-метровой террасы р. Алдан представлены бурым лессом, неслоистым, пылеватым, криогенно макроагрегированным с горизонтом черного озерного ила мощностью 0,3 м, линзами гумуса, обломками древесины и корешков растений, костными остатками млекопитающих [Русанов, 1968].

По литологическому составу отложения однородны (96 % – фракции менее 0,05 мм). Минералогический состав – аналогичный составу лессоиды и лимния второй-четвертой ступеней верхнего неоплейстоцена.

Третья–четвертая ступени

Аллювий второй надпойменной террасы (α^{2III}_{3-4}) высотой 18–22 м развит в долинах рек Алдан и Амга и мелкими фрагментами по их притокам. На правом берегу р. Алдан на обн. Ихене радиоуглеродным методом возраст подтвержден датировкой 24 500–31 200 тыс. лет [Гриненко, 1983ф].

Отмечаются смешанные и аккумулятивные террасы. Смешанные террасы находятся по рекам Амга и Алдан в южной части территории листа.

Высота уступа смешанных террас на р. Алдан – 25–45 м. Ниже пос. Хандыга отмечаются аккумулятивные террасы, высота уступа которых 15–20 м. По боковым притокам р. Алдан высота второй террасы составляет 10–25 м. Терраса сложена в основании галечниками, которые перекрыты серыми,

светло-серыми средне- и мелкозернистыми песками с прослоями серых желтовато-серых супесей мощностью 2–4 м [Гриненко, 1983ф].

Аллювий второй террасы р. Амга формирует довольно широкие полосы, распространенные преимущественно вдоль участков спрямленного русла р. Амга. Представлены они рыхлыми связанными грунтами: суглинками и супесями, а также несвязанными: песками различной зернистости, гравийно-галечными отложениями с песчаным заполнителем. Эти разновидности часто переслаиваются в разрезе, весьма изменчивы по простиранию, насыщены полигонально-жильными льдами мощностью 10–12 м. Мощность отложений составляет 20–33 м [Баду, 1989ф].

Вторая–четвертая ступени

Лессоид, едомная фация и лимний ($L_{ed, llll_{2-4}}$) распространены на территории в Средне-Сибирской СФО, где образуют покровную толщу, широко распространенную на равнине, сложенную сложно сочетающимися озерными и криогенно-эоловыми отложениями с сингенетическим повторно-жильным льдом.

На левом борту р. Татта, в 10 км севернее с. Басылай-Алас, в скв. 91 рыхлые отложения имеют следующее строение:

1. Суглинки желто-бурые, бурые, зеленовато-серые косослоистые, редкие гравийные зерна и растительные остатки. В инт. 6,0–12,9 м лед с вертикальными тонкими прослоями суглинка. В инт. 34,3–37,1 песок серый разнотернистый кварцевый косослоистый	49 м
2. Пески светло-серые и охристо-желтые кварцевые косослоистые, с редкой галькой кварца	6,0 м
3. Переслаивание суглинков, песков и глин. Суглинки темно-серые плотные; пески светло-серые кварцевые разнотернистые; глины темно-серые до черных	8,2 м
4. Суглинки темно-серые, буровато-серые с прослоями охристо-желтых, зеленовато-серых косослоистых супесей	9,2 м

Общая мощность – 64,2 м.

На левом берегу р. Алдан на обн. Россыпное радиоуглеродным методом возраст подтвержден датировкой $38\,200 \pm 700$ тыс. лет (ГИН-381) [Гриненко, 1983ф].

В разрезе 50 и 30-метровой террасы р. Алдан (обн. Мамонтова Гора) отложения слагают нижнюю лессовую пачку мощностью 3,4–7,85 м, покрывающую галечники первой ступени верхнего неоплейстоцена. Лесс серого цвета, с редкими включениями небольших линз льда мощностью около 1 м, неслоистый или неяснослоистый, с железистыми налетами, включающий много мелких древесных остатков: коры березы, шишки ольхи и даурской лиственницы, а также костные остатки мамонта, лошади и других позднелепистоценовых млекопитающих. По литологическому составу отложения однородны (84% – фракции менее 0,05 мм). По минералогическому крупные фракции (более 0,01 мм) представлены алевритовым кварц-полевошпатовым материалом, среди которого встречаются карбонатные и акцессорные минералы.

Тот факт, что отложения залегают на поверхности террас разного возраста, равно как и разного генезиса, включая фауну позднелепистоценовых

млекопитающих, может рассматриваться как доказательство эпигенетического (эолового) происхождения первичной материнской массы, послужившей основой для его формирования [Русанов, 1968].

Среднее звено, пятая ступень – верхнее звено, первая ступень

Эльгинская свита. Лимноаллювий (lall-llel) формировался между средне- и позднеоплейстоценовым оледенениями. Озерно-аллювиальные отложения распространены в долине р. Алдан, где сложены песками разнотернистыми, с линзами гравия, рассеянной галькой, иногда с прослоями песков глинистых.

На левом борту р. Алдан, в 4 км ниже пос. Хара-Алдан (Хара-Алданское обнажение № 1) разрез представлен песком светло-серым, серым мелкозернистым. По всему слою мелкий редкий гравий. В 6 м от кровли прослой (50 см) песка желтовато-серого тонкозернистого. В подошве слоя редкая мелкая галька (до 2 см). Мощность озерно-аллювиальных отложений – 14–15 м [Гриненко, 1983ф].

В обн. Мамонтова Гора (стратотип) озерно-аллювиальные отложения вскрываются в цоколе 50-метровой террасы левого берега р. Алдан.

1. Пески желтые крупнозернистые, горизонтальнослоистые, с тонкими прослоями гравия и растительных остатков	7 м
2. Пески желтые тонкозернистые, горизонтальнослоистые, с прослоями растительных остатков, мощностью до 30 см, в которых найдены шишки <i>Pinusspinosa</i> Herbst., <i>Pinus monticola</i> Dougl. И эндосперм <i>Juglans cinerea</i> L.	4,9 м
3. Галечники с железистым налетом и глинистыми конкрециями	0,2 м
4. Пески желтого и ярко-желтого цветов, мелкозернистые, горизонтальнослоистые	7,2 м
5. Пески серые среднезернистые, косослоистые, с включениями отдельных галек мелкого и среднего размера полимиктового состава	6,0 м
6. Пески серые крупнозернистые, косослоистые, с редкой мелкой галькой	5,5 м
7. Галька темно-серого цвета, с тонкой горизонтальной слоистостью	0,3 м
8. Пески серые разнотернистые, косослоистые, с маломощными прослоями растительных остатков, заключающих <i>Juglans cinerea</i> L. и мелкой гальки	3,7 м
9. Песчаная осыпь до уровня воды	5,0 м

Общая мощность отложений – 39,8 м [Русанов, 1968].

Выше залегают аллювиальные и криогенно-эоловые более молодые образования.

ГОЛОЦЕН

К образованиям, формировавшимся в течение всего голоцена, относятся аллювий малых рек, пролювий, лимний и палюстрий. Во вторую половину голоцена формировались аллювий русловый и пойменный и техноген насыпной.

Верхняя часть

Аллювий русловый и пойменный ($\alpha^{+p}H^2$) объединяет аллювий русел и пойменных террас. Поверхность отложений образует дно современных долин рек. Они представлены песками, галечниками, супесями, суглинками, илами, с прослоями торфа и древесными остатками. Мощность колеб-

лется от 5–6 м на малых реках до 20–25 м на крупных. Размыв и переотложение осадков продолжается и в настоящее время за счет боковой эрозии. Судя по составу отложений, перемыву подвергаются лессы и песчаные породы, а накопление происходит на пойменных участках.

Мощность руслового аллювия очень изменчива и в отдельных западинах плотика составляет десятки метров. К русловым фациям аллювия приурочены россыпи золота, а также месторождения строительных песков и песчано-гравийных материалов.

Техноген насыпной ($t_{ns}H^2$) представляет собой отвалы, образовавшиеся при разработке россыпей золота. Техногенные образования представлены большей частью галечниками и валунниками, т. к. образовались в основном за счет переработки аллювиальных отложений. Они пользуются значительным распространением в долинах притоков р. Аллах-Юнь (ручьи Оночалах, От-Юрях, Бахая и др.). Мощность техногенных образований достигает 20 м [Горова, 2005ф]. К техногенным образованиям приурочены россыпи золота.

ГОЛОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Аллювий (aH) слагает русло и поймы, а в маленьких водотоках и первую надпойменную террасу. Аллювиальные образования представлены разнозернистыми песками, галечниками, валунами, алевроитом, встречаются торф и растительные остатки. В большинстве случаев мощность аллювия составляет несколько метров, но в отдельных углублениях плотика может достигать 20 м. В строении пойменных террас четко различаются пойменные фации, представленные песками и супесями, и русловые, представленные валунно-галечным материалом. Отложения вмещают россыпи золота.

Голоценовый возраст аллювия определяется геоморфологическим положением и подтверждается имеющимися палинологическими данными.

Отложения в пределах Верхояно-Чукотской СФО вмещают россыпи золота.

Пролувий (pH) конусов выноса распространен в долинах рек Барайы и Вост. Хандыга. Пролувиальные образования приурочены к устьям горных водотоков и представлены суглинками опесчаненными, насыщенными валунами, галькой, щебнем и дресвой. Мощность – до 10–20 м.

Лимний и палюстрий (l,pH) распространены в основном в термокарстовых котловинах, образовавшихся при протаивании льдов в лессоидных отложениях. Незначительная их часть приходится на осадки пойменных и ледниковых озер. Отложения представлены суглинками и супесями сизовато- и коричневато-серыми, в разной степени иловатыми, содержащими прослойки растительного детрита, остатки древесины, раковины моллюсков и линзы торфа. В нижней части разреза встречаются пески сизоватые и зеленовато-серые с растительным детритом. В некоторых озерах осадки представлены сапропелевыми и торфянистыми илами. Мощность – от 2 до 20 м (Государственная ..., 1999).

Озерные отложения широко распространены в пойме р. Татта. Здесь они представлены суглинком бурым, серым, от легкого до тяжелого, пластичным, с прослойками льда мощностью до 2 мм (мощность 15 м); супесью серой, желто-серой, светло-серой легкой и тяжелой, местами ожелезненной, с прослойками льда до 1 см мощностью. Мощность супеси – 1–5 м. Внизу интервала (2,5–3 м)

отмечается песок мелкозернистый темно-серый, плотный мерзлый, с включениями окатанной гальки различного состава размером до 3 см.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО, ЧЕТВЕРТАЯ СТУПЕНЬ – ГОЛОЦЕН, НИЖНЯЯ ЧАСТЬ

Этот временной интервал представлен аллювием первых надпойменных террас и лимноаллювием.

Аллювий первой надпойменной террасы ($a^{III}_4-H^1$) развит на всех крупных реках и их притоках. В Средне-Сибирской СФО аллювий составляет первую надпойменную террасу высотой 8–12 м на реках Алдан и Амга, и 3–6 м – на небольших реках. Аллювий представлен песками, галечниками с прослоями супесей, ила и торфа. Возраст отложений по левобережью р. Алдан у пос. Булун, определенный радиоуглеродным методом, показал 3230 ± 100 тыс. лет (ИМ-182) [Гриненко, 1983ф]. Аллювиальные отложения Верхояно-Чукотской СФО составляют первую надпойменную террасу высотой до 10 м. Наибольшим распространением они пользуются в долинах крупных рек, в долинах не столь значительных водотоков они также встречаются на отдельных участках. В ряде случаев данные отложения были переработаны в ходе горных работ. Отложения представлены галечниками, местами с валунами, песками и супесями. Иногда они включают растительные остатки – обломки древесных стволов и ветвей, линзы и прослои аллохтонного торфа. Мощность отложений – 8–12 м.

Лимноаллювий ($a^{III}_4-H^1$), представленный песками и валунно-галечными образованиями, развит в долине р. Аллах-Юнь ниже устья руч. Бам, а также в приустьевой части долин ручьев Бам и Беска. Наиболее крупный и хорошо известный участок распространения этих отложений находится на правом берегу р. Аллах-Юнь в 1–2 км ниже устья руч. Бам («Чёрный Яр»). В верхней по течению реки части обнажения, общая длина которого составляет около 3 км, вскрывается следующий разрез (снизу вверх) [Горлова, 2005ф].

1. Валунно-галечный материал (до 80–90 % общего объема). Размер валунов до 30–40 см, встречаются глыбы до 1,5 м. Состав гальки и мелких валунов разнообразен: песчаники, алевролиты, глинистые и алевритовые сланцы, гранитоиды, субвулканические образования. Они имеют преимущественно хорошую (III кл.) и среднюю (II кл.) окатанность. Заполнителем служит мелкозернистый (до среднезернистого) песок, сходный с материалом слоя 2	3,0 м
2. Пески серые мелкозернистые, довольно хорошо сортированные и промытые. Состав полимиктовый: кварц, полевые шпаты, обломки пород (преимущественно сланцы). Окатанность зерен в основном средняя, до хорошей, имеются тонкие (до 1,0–1,5 см) прослойки растительного детрита. Наблюдается горизонтальная слоистость за счет некоторого изменения гранулометрического состава, в нижней и средней частях слоя встречаются косослоистые пачки мощностью до 10–15 см ...	9,7 м
3. Почвенно-растительный слой	0,3 м

Подножие обнажения скрыто осыпью.

Валунно-галечный горизонт имеет наибольшую мощность в верхней (по течению) части обнажения, погружается к северо-западу, вниз по течению, и в средней части обнажения уходит под урез воды. Мощность песчаного гори-

зонта, напротив, возрастает в том же направлении, он полностью слагает нижнюю по течению часть обнажения.

На некоторых участках в песчаном горизонте встречаются линзы аллохтонного торфа мощностью до 15 см и обломки древесины *Larix dahurica* (определение И. А. Шилкиной). На галечной отмели вблизи обнажения был найден правый верхний первый коренной зуб мамонта позднего типа *Mammuthus primigenius* Blum. (определение И. Е. Кузьминой). В нижнем течении ручьев Беска и Бам в переотложенном состоянии были найдены бивни мамонта, вероятно, ранее залегавшие в описываемой толще.

В составе спорово-пыльцевых спектров, установленных в данных отложениях, преобладает пыльца древесно-кустарниковых растений, среди которых доминирует сосна обыкновенная при заметном участии берез и кедрового стланика. Количество спор относительно невелико. Такой состав спорово-пыльцевых спектров позволяет предположить, что климат был несколько холоднее современного.

Характер залегания и состав озерно-аллювиальных отложений свидетельствуют о том, что они формировались в условиях подпруживания долины р. Аллах-Юнь. Наиболее вероятно существование подпруды за счет схода мощных селей в месте пересечения р. Аллах-Юнь Горностахской цепи, где ее долина сильно сужается. Видимая мощность озерно-аллювиальных отложений – не менее 40 м.

Возраст их определялся радиоуглеродными датировками, по включенным в нее обломкам древесины: 9177 ± 90 (ЛГ-185); 9580 ± 40 (ЛУ-3921); 9400 ± 70 (ЛУ-3923). Имеющиеся палеонтологические данные не противоречат этой датировке.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО, ЧЕТВЕРТАЯ СТУПЕНЬ – ГОЛОЦЕН

Лимний (III₄-Н) на площади Средне-Сибирской СФО представлен плотными тяжелыми супесями и глинами с редкой взвешенной галькой. Отложения между реками Вост. Градыга и Томпо частично перекрывают ледниковые образования среднего и верхнего (вторая ступень) неоплейстоцена, обрамляя участки развития конечно-моренных образований. Мощность отложений – 10–15 м [Геологическая ..., 1984].

Аллювий и пролювий (α,plIII₄-Н) наблюдаются в Верхояно-Чукотской СФО на левобережье руч. Акандя при впадении в него руч. Усть-Мар. Последний в этом месте разбивается на множество русел, образуя континентальную дельту шириной свыше 5 км. Гряды, разделяющие отдельные русла, сложены грубообломочным материалом – валунно-галечными образованиями со щебнем с песчано-глинистым заполнителем. Видимая мощность данных образований достигает 5 м. Свежесть слагаемого ими аккумулятивного рельефа, хорошо распознающегося на аэрофотоснимках, и тот факт, что в них вложены лишь пойменные террасы, позволяет рассматривать их возраст как верхнеплейстоцен-голоценовый [Горлова, 2005ф].

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО – ГОЛОЦЕН

Коллювий (cIII-H) развит на крутых участках склонов и представлен глыбово-щебнисто-дресвяными образованиями с супесью и суглинком мощностью до 50 м в горной части площади листа и глыбово-щебнистыми, щебнисто-глыбовыми образованиями с валунами и галькой мощностью до 10 м на остальной площади.

Делювий (dIII-H) распространен на склонах средней крутизны. Представлен щебнистыми, щебнисто-дресвяными, гравелитисто-песчаными, супесчаными и суглинистыми образованиями. Мощность – до 10 м.

Элювий (eIII-H) распространен на плоских междуречьях. Это дресвяно-щебнистые и глыбовые образования с супесчаным, суглинистым заполнителем; пески, иногда с гравием и галькой, мощностью до 5 м. В пределах Верхоянской горной страны мощность отложений уменьшается до 2 м.

Коллювий и делювий (c,dIII-H) распространены на крутых склонах в высокогорной области и на бортах речных долин на равнине. В горах они образуют курумы и осыпи. Сложены преимущественно глыбово-щебнистыми образованиями с супесчаным, суглинистым и песчаным заполнителем, а в основании курумов – мелкоземом. По бортам речных долин они образуют глыбовые, щебневые и песчаные осыпи, а также песчаные оползни. Мощность – до 10 м.

Делювий и солифлюксий (d,sIII-H) распространены на нижней выположенной части склонов. Это супеси, суглинки, глины, пески глинистые со щебнем мощностью до 5 м.

Элювий, солифлюксий и делювий (e,sIII-H), представленные супесями и суглинками с глыбами, щебнем и дресвой, залегают на субгоризонтальных и слабонаклонных поверхностях вершин и выположенных склонов. Их мощность достигает 3–4 м.

Коллювий, десерпций и солифлюксий (DRIII-H) представлены щебнями с глыбами и дресвой мощностью до 10 м.

МАГМАТИЗМ

На территории листа Р-53 интрузивные тела занимают около 10 % площади и обнажаются исключительно в его восточной части в пределах Кыллахской и Сетте-Дабанской структурно-тектонических зон Южного Верхоянья.

Магматические образования Южного Верхоянья в подавляющем большинстве представлены дайками и силлами, сложенными долеритами и трахидолеритами, расчлененными на шесть комплексов позднерифейского, позднедевонского, средне-позднеордовикского, позднесилурийско-раннедевонского, позднедевонского и раннекаменноугольного возрастов. В меньшей степени распространены дайки и диатремы лампрофиров, щелочных сиенитов, тенсбергитов и карбонатов позднедевонского левосахаринского и среднеордовикского лединского комплексов, расположенные в Сетте-Дабанской СФЗ. В этой же зоне сконцентрировано несколько многофазных массивов и штоков, сложенных щелочноультраосновными, щелочноосновными породами и карбонатитами среднеордовикского лединского комплекса размерами от нескольких сот метров до первых километров. В Аллах-Юньской СФЗ распространены дайки диоритов, диоритовых порфиритов, лампрофиров и единичные штоки диоритов анчинского комплекса и шток гранодиоритов уэмяхского комплекса.

Вулканические образования представлены покровами позднерифейского и девонского возрастов. Позднерифейские покровы обнажаются в отложениях хр. Улахан-Бам в южной части площади листа, сложены базальтами, трахибазальтами, андезибазальтами и андезитами, входящими в состав рябиновской свиты. Покровы девонских трахибазальтов располагаются на трех стратиграфических уровнях: ранне-среднедевонском (эмский–живетский ярусы), и позднедевонских (франский и фаменский ярусы) и входят в состав комарской, тихийской, сегеняхской и курпанджинской свит. Небольшая площадь выхода вулканических пород на дневную поверхность не позволяет выделить самостоятельные вулканические комплексы на карте данного масштаба. Здесь они входят в состав вулканогенно-осадочных стратонов, участвуя в их строении совместно с терригенными и карбонатными породами. Описание вулканических образований приведено в гл. «Стратиграфия».

Позднерифейские магматические образования

Позднерифейские магматические образования представлены вулканическими покровами хр. Улахан-Бам, входящими в состав рябиновской и малосахаринской свит, и силлами долеритов улаханбамского комплекса. Вулканические покровы сложены базальтами, трахибазальтами и, в подчиненных количествах,

андезитами. Ранее они были объединены И. Г. Волкодавом (1984 г.) в сахаринский вулканический комплекс, но в настоящее время рассматриваются как составляющие вулканогенно-осадочных свит. В рябиновской свите устанавливается до 25–30 покровов общей мощностью 320 м, размещенных по всему ее разрезу. В малосахаринской свите к югу от р. Аллах-Юнь насчитывается до семи покровов мощностью от 0,5 до 20 м, с суммарной мощностью до 80 м, приуроченных главным образом к низам разреза. Породы миндалекаменные, пузырчатые, на отдельных участках в них наблюдается скорлуповатая и шаровая отдельности. Описание этих пород приведено в гл. «Стратиграфия».

Улаханбамский гипабиссальный комплекс долеритовый ($\beta\text{RF}_3\text{U}$) выделен в 1984 г. И. Г. Волкодавом [Волкодав, 1984], он представлен в основном силлами, реже – дайками, сложенными долеритами. Тела комплекса прослеживаются в меридиональном направлении в Кыллахской тектонической зоне в пределах хр. Улахан-Бам в бассейнах рек Хамна, Аллах-Юнь, Сахара, Акра, Чухоной, в Эбейкэ-Хаятинской антиклинали и, незначительно, на юге Сетте-Дабанской тектонической зоны в Улаханбамской антиклинали. Петротипической местностью для Улаханбамского комплекса долеритов является хр. Улахан-Бам (рис. 4, прил. 7), в пределах которого обнажаются рифейские отложения, вмещающие многочисленные субпластовые (силлы) и секущие тела долеритов. Силлы имеют протяженность от сотен метров до 10 км и более, и мощность от 1–2 до 120–170 м. Суммарная мощность тел долеритов в пределах хр. Улахан-Бам на Юдомо-Аллах-Юньском междуречье достигает 1000 м и постепенно уменьшается в северном направлении. Дайки – маломощные (8–10 м) крутопадающие тела [Карта геологических формаций Южного Верхоянья, Коновалов, 2004; Соболев, 1989; Старников, 1989].

Вмещающими породами для силлов комплекса являются алевролиты и песчаники среднерифейской керпыльской подсерии, майской серии и аргиллиты и доломиты верхнерифейской лахандинской подсерии. Контакты тел с вмещающими отложениями ровные. Зоны контактового воздействия имеют мощность не более первых метров и выражены в окварцевании, ороговиковании терригенных и мраморизации карбонатных пород. Мощные силлы в кровле и подошве содержат ксенолиты вмещающих пород. Силлы смяты в складки совместно с вмещающими породами и рассечены предвентскими разрывными нарушениями.

При микроскопическом изучении пород выделяются долериты, кварцевые долериты, оливиновые долериты, габбродолериты. Перечисленные разновидности пород в некоторых случаях слагают одно и то же магматическое тело и имеют между собой постепенные переходы. Наиболее распространены долериты и кварцевые долериты.

Породы зеленовато-серые, темно-серые с массивной текстурой; долеритовой, микрогегматитовой, офитовой, габброофитовой, пойкилоофитовой, иногда порфировой структуры.

Долериты сложены плагиоклазом – 27–45%; клинопироксеном (авгитом) – 28–42%, биотитом – 1–7%; амфиболом – 0–2%; акцессорные – апатит, циркон; рудные минералы: ильменит, магнетит – 5–14%. В кварцевых долеритах присутствуют микрогегматитовые сростания кварца и калиевого полевого

шпата – 3–16 %; в кварцевых долеритах – кварц – 0–6 %; в оливиновых долеритах – оливин – 0–5 %; Вторичные изменения долеритов и их разновидностей представлены серицитизацией, сосюритизацией плагиоклаза; хлоритизацией, амфиболитизацией пироксена; развитием идденксита, боулингита, хлорита по оливину. По петрохимическим характеристикам долериты относятся к семейству базальтов нормального петрохимического ряда с натриевым и калиево-натриевым типом щелочности, умереннокалиевым, низкоглиноземистым. Химический состав пород улаханбамского комплекса приведен в табл. 5. Для долеритов улаханбамского комплекса характерно повышенное содержание SiO_2 , $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, пониженные содержания MgO , TiO_2 , P_2O_5 , Cr, Sr, LILE, HFSE, REE, сидерофильных элементов. На мультиэлементной диаграмме отражена характерная особенность пород этого комплекса – присутствие тантал-ниобиевого и титанового минимума (рис. 5А), что отличает долериты этого комплекса от суордахских, сеттедабанских и кыллахских.

Породы комплекса относятся к габбродолеритовой формации.

Позднерифейский возраст комплекса установлен на основании наблюдений несогласного залегания на долеритах силлов отложений венда [Объяснительная записка Р-53-XXX, Горлова, 2005] и подтвержден изотопно-геохронологическими датировками U-Pb методом по бадделеиту $974,2 \pm 7$ млн лет, $1005,3 \pm 4,3$ млн лет [Rainbird et al., 1998] и 957 ± 18 млн лет по бадделеиту (лаборатория ВСЕГЕИ, 2017 г.), а также датировками, полученными Sm-Nd изохронным методом: 942 ± 19 млн лет [Павлов и др., 2002]; 946 ± 37 млн лет, 981 ± 69 млн лет и 932 ± 46 млн лет Sm-Nd [Кропачев и др., 2000ф; Khudoley et al., 2007].

С долеритами улаханбамского комплекса связана прожилково-вкрапленная минерализация меди [Объяснительная записка Р-53-XXIV, Горлова, 2005; Объяснительная записка Р-53-XXX, Горлова, 2005]. Возможно, они явились рудоматеринскими для Краснохолмского медно-полиметаллического проявления.

Кроме того, они являются строительным материалом. На юго-востоке листа [Объяснительная ..., лист Р-53-XXXVI. Горлова, 2005] расположено два месторождения строительного камня.

Таблица 5

Химический состав пород улаханбамского комплекса

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	48,60	48,60	49	48,4	48,40	50,10	48,3	49,40	47,90	50,30	48,50	49,50
TiO_2	1,63	1,71	1,92	1,71	1,62	2,27	2,33	2,00	2,01	1,65	1,65	1,58
Al_2O_3	14	13,9	12,9	14,1	13,1	14,20	12,1	15,00	15,20	13,80	13,3	17,40
Fe_2O_3	4,3	5,3	3,74	2,82	3,1	1,59	3,79	1,99	1,59	1,14	4,27	0,97
FeO	10,7	11	10,5	10,4	12,1	11,40	14	10,10	11,70	12,10	11,4	10,90
MnO	0,24	0,23	0,27	0,25	0,24	0,22	0,29	0,21	0,23	0,24	0,25	0,22
MgO	5,14	3,47	5,25	5,93	5,28	4,43	4,51	5,67	6,53	4,80	4,68	4,88
CaO	9,56	8,56	9,65	9,78	9,51	7,20	9,23	9,19	9,30	8,22	8,5	9,43
Na_2O	2,3	3,07	2,62	2,35	2,9	2,75	2,32	2,61	2,54	2,89	2,79	2,65

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
K ₂ O	0,73	0,84	0,82	0,6	0,26	1,28	0,81	0,52	0,51	0,81	0,92	0,49
P ₂ O ₅	0,16	0,19	0,15	0,11	0,18	0,25	0,16	0,30	0,23	0,21	0,18	0,17
ппп	2,52	2,81	3,27	3,71	2,08	3,72	2,17	3,04	0,91	5,65	2,36	0,64
Сумма	99,84	99,68	100	100	100,1	99,9	100	99,9	99,9	99,7	99,9	100,0
V	382	94,5	435	401	384	387	560	380	490	406	370	460
Cr	49,4	239	н/о	н/о	59,8	27,9	н/о	0,00	19,03	39,3	26,6	8,01
Co	41,4	37,5	51	48,1	48,4	41,4	55	20,44	46,6	47,5	42,4	58,39
Ni	47,5	4,07	34,7	54,1	54,7	29,8	42	37,44	93,06	49,4	41,8	123,13
Sc	н/о	41,4	46,6	45,4	н/о	н/о	50,3	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Rb	20,5	15,7	33,7	19	7,29	41,1	27,7	11,08	18,85	33,7	40,7	24,58
Sr	154	218	158	113	139	242	118	80,78	288,79	240	266	250,82
Y	36,2	73,4	33,3	28,9	34,7	40	41	24,87	36,02	34,9	32,7	52,52
Zr	107	260	111	87,8	105	158	119	32,54	94,29	114	117	121,05
Nb	7,6	18,9	10,9	8,61	9,49	12,8	10,1	0,82	4,98	7,03	7,06	7,35
Cs	0,58	2,03	1,51	0,75	0,7	7,31	2,02	0,43	0,98	2,17	2,04	0,76
Ba	217	149	119	105	117	343	135	60,98	125,54	229	243	131,49
La	11,1	22,1	11,6	8,93	13,9	17,2	11,2	1,33	н/о	10,6	11	н/о
Ce	24,9	51,5	26,4	20,6	33,1	38	26,3	4,48	3	24,3	24,5	1,58
Pr	3,4	7,21	3,67	2,83	4,35	5,26	3,74	0,63	0,84	3,74	3,56	0,71
Nd	15,1	34,3	16,3	13,4	17,3	22,7	17,7	5,14	6,22	15,2	14,9	6,74
Sm	4,58	9,43	4,45	3,52	4,64	6,08	4,76	3,34	3,9	4,7	4,3	4,8
Eu	1,46	3,18	1,4	1,25	1,52	1,91	1,82	0,96	1,74	1,45	1,31	1,78
Gd	5,02	11,4	5,28	4,47	4,65	6,47	6,26	3,12	4,37	4,8	4,74	5,51
Tb	0,92	2,04	0,89	0,76	0,88	1,09	1,08	0,59	0,97	0,93	0,91	1,09
Dy	6,54	13,2	5,68	4,95	5,87	7,14	7,14	2,68	5,13	6,38	6,32	7,38
Ho	1,3	2,67	1,22	1,03	1,3	1,42	1,5	0,66	1,3	1,33	1,23	1,59
Er	4,25	7,77	3,47	3,08	3,98	4,37	4,3	1,74	3,21	3,96	4,01	4,71
Tm	0,64	1,19	0,5	0,48	0,51	0,68	0,64	0,3	0,51	0,62	0,56	0,73
Yb	4,38	7,46	3,36	2,94	3,61	3,88	4,12	2	3,43	4,17	4	5,18
Lu	0,53	1,18	0,5	0,45	0,47	0,47	0,65	0,26	0,48	0,46	0,47	0,72
Hf	3,12	7,13	3,23	2,44	3,2	3,9	3,58	1,09	3,37	3,15	3,06	3,85
Ta	0,52	1,27	0,69	0,52	0,8	0,86	0,62	0,05	0,47	0,43	0,5	0,5
Th	2,04	3,75	2,06	1,68	2,78	3,3	1,89	0,51	0,32	2,02	2,04	0,31
U	0,56	0,97	0,53	0,42	5,29	1,21	0,48	н/о	н/о	0,55	1,43	н/о
Pb	н/о	4,16	3,1	2,36	н/о	н/о	2,25	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о

1–12 – долериты силлов: 1, 2 – бассейн р. Сахара [Карта геологических формаций Южного Верхоянья, 2004; Колодезников, 1988] 3–6 – бассейн р. Аллах-Юнь [Карта геологических формаций Южного Верхоянья, Коновалов, 2004]; 7–12 – бассейн р. Аллах-Юнь (Объяснительная записка к ГК РФ масштаба 1 : 200 000, лист Р-53-XXXV). 1 – материалы А. П. Кропачева и др. [Объяснительная записка к ГК РФ масштаба 1 : 200 000, лист Р-53-XXIV, Объяснительная записка к ГК РФ масштаба 1 : 200 000, лист Р-53-XXXVI]; 2, 3, 6 – лаборатория ВСЕГЕИ, 2016 г.; 4, 5, 7–12 – материалы Е. Е. Порошина, 2000 г. [Кропачев и др., 2000ф]. Данные силикатного анализа по породообразующим окислам приводятся в вес. %, содержания микроэлементов – в г/т.

Среднерифейские магматические образования с неустановленной комплексной принадлежностью

В бассейне р. Белая в ядре Горностахской антиклинали выявлена дайка долеритов меридионального простирания, прорывающая породы нижнего рифея (пионерская, трехгорная свиты). Мощность ее – около 5–6 м, протяженность – первые километры. По своему вещественному составу долериты сходны с породами сеттедабанского комплекса. Химический состав (%) этих долеритов следующий: SiO_2 – 45,6; TiO_2 – 1,25; Al_2O_3 – 15,40; Fe_2O_3 – 2,82; FeO – 8,54; MnO – 0,15; MgO – 9,83; CaO – 7,86; Na_2O – 2,70; K_2O – 1,19; P_2O_5 – 0,11; ппп – 4,28; сумма – 99,7. По своей геохимической специализации они заметно отличаются от сеттедабанских. Их характеризуют достаточно низкие содержания (г/т): Zr (87), Y (18), Th (2), Nb (6,1), La (<7) и высокие Ba (500), Cr (521), Ni (170). Для долеритов этой дайки получен изотопно-геохронологический возраст Sm-Nd методом по изохроне (по породе, пироксену и апатиту) равный 1339 ± 54 млн лет, соответствующий границе раннего и среднего рифея – началу среднего рифея [Карта геологических формаций Южного Верхоянья, Коновалов, 2004; Khudoley et al., 2007]. Данная датировка является наиболее древней для интрузивных пород Кыллахской структурно-формационной зоны. Это единичное определение позволяет предполагать, что при дальнейшем изучении территории Сетте-Дабана в Кыллахской зоне может быть установлен среднерифейский комплекс габбродолеритовой формации.

Вендские магматические образования

Горбинский гипабиссальный комплекс долеритовый ($\beta\text{V}_2\text{g}$), установлен А. Е. Соболевым в 1982 г. [Соболев А. Е., 1992; Соболев А. Е., 1989] в бассейне р. Горби к югу от территории листа (лист О-53, прил. 7). На изучаемой территории он, предположительно, представлен субширотными дайками, сложенными долеритами, кварцевыми долеритами, габбродолеритами, развитыми незначительно в Кыллахской зоне в верховьях р. Чухоной (рис. 4). Дайки горбинского комплекса прорывают отложения хандинской серии нижнего рифея, аймчанской серии и керпыльской подсерии среднего рифея, лахандинской подсерии верхнего рифея. В их приконтактных зонах вмещающие карбонатные породы мраморизованы, а алевролиты и песчаники ороговикованы. Дайки ориентированы косо и вкрест простирания складчатых структур. Падение даек южное и юго-восточное, крутое ($75\text{--}85^\circ$), мощность даек 10–15 м, протяженность 1–8 км. В рельефе они образуют грядовые развалы, скальные уступы и четко дешифрируются на аэрофотоснимках [Карта геологических формаций Южного Верхоянья, Коновалов, 2004; Объяснительная записка к ГК Р-53-XXIV, Горлова, 2005; Объяснительная записка к ГК Р-53-XXX, Горлова, 2005]. Породы комплекса относятся к габбродолеритовой формации.

Долериты, кварцевые долериты, габбродолериты горбинского комплекса по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям практически не отличаются от аналогичных образований позднерифейского возраста. Это темно-серые плотные породы с массивной текстурой; с долеритовой, офитовой, габброофитовой, пойкилоофитовой структурами. Долериты, габб-

родолериты сложены плагиоклазом (андезин 35–45) – 38–43 %, пироксеном (авгит, диопсид) – 35–50 %, кварцем – 0–5 %, рудным минералом (ильменитом, магнетитом) – 6–16 %. В кварцевых долеритах содержание кварца достигает 12 %. Из акцессорных минералов в единичных зернах наблюдаются апатит, циркон. Породы подвержены значительным вторичным изменениям, аналогичным проявленным в долеритах улаханбамского комплекса.

Таблица 6

Химический состав пород горбинского комплекса

№ п/п	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	49,3	48,2	49,5	47,7	48,01	48,95
TiO ₂	1,31	2,2	1,56	1,45	3,149	2,931
Al ₂ O ₃	12,4	14	12,8	15,4	13,8	13,94
Fe ₂ O ₃	5,77	3,55	7,25	4,63	15,39	14,08
FeO	8,86	8,33	7,2	9,27		
MnO	0,23	0,16	0,23	0,23	0,261	0,2193
MgO	6,5	7,28	5,52	5,59	4,813	4,779
CaO	7,79	9,82	7,68	11,1	7,977	8,297
Na ₂ O	1,62	2,41	1,4	2,69	2,644	2,807
K ₂ O	1,35	0,88	1,47	0,41	0,7638	1,325
P ₂ O ₅	0,13	0,19	0,11	0,14	0,5734	0,5479
ппп	3,76	2,31	4,48	0,68	2,63	2,24
Сумма	100,1	100,1	100	100,3	100	100
V	318	453	432	425	337	301
Cr	138	97,9	97,1	104	39,5	44,4
Co	44,4	45,6	45,8	60,3	41	36,7
Ni	91	53,1	41,1	80,8	29,6	25,9
Sc	18,6	40,5	34,5	10,9	14,4	18,7
Rb	253	141	137	140	505	293
Sr	23,1	40,8	30,5	29,5	42,1	38,5
Y	109	131	89,9	77,7	185	181
Zr	9,33	11,3	6,21	5,66	16,5	14,8
Nb	0,49	2,19	9,69	0,79	н/о	н/о
Cs	181	517	471	103	647	411
Ba	9,16	12,3	8,96	5,47	26,4	26
La	23,5	30	22,9	13,9	55,6	52,9
Ce	3,45	4,34	3,1	2,17	7,51	7,46
Pr	15,4	19	15,2	10,3	32,9	31,6
Nd	4,55	5,66	3,83	3,39	7,29	7,36
Sm	1,44	1,93	1,27	1,21	3,06	2,98
Eu	4,21	5,95	4,21	3,92	7,14	7,08
Gd	0,74	1,09	0,71	0,77	1,31	1,35

№ п/п	1	2	3	4	5	6
Tb	4,7	7,29	5,63	5,38	7,95	7,21
Dy	0,97	1,57	1,3	1,18	1,61	1,54
Ho	2,63	4,66	3,4	3,43	4,27	4,32
Er	0,32	0,67	0,52	0,5	0,64	0,57
Tm	2	4,34	3,48	3,1	4,12	3,7
Yb	0,31	0,61	0,53	0,44	0,59	0,5
Lu	3,12	4,27	2,85	2,56	5,44	5,1
Hf	0,64	0,78	0,47	0,31	0,96	0,94
Ta	0,72	1,11	1,94	1,28	3,32	3,44
U	0,23	0,32	0,48	6,12	1,1	0,98

1–6 – долериты близширотных даек: 1–3 – левобережье р. Белая, устье руч. Трехгорка [Объяснительная записка к ГК Р-53-XXIV, 2005], 4 – бассейн р. Аллах-Юнь, район руч. Покосный [Кропачев и др., 2000ф], 5,6 – левобережье р. Белая, зим. Мускель, материалы А. К. Худолея, С. В. Малышева, 2014. Данные силикатного анализа по породообразующим окислам приводятся в вес. %, содержания микроэлементов – в г/т.

По петрохимическим характеристикам долериты горбинского комплекса относятся к породам нормального петрохимического ряда с натриевым и калиево-натриевым типом щелочности, умереннокалиевым, низкоглиноземистым. Содержания породообразующих окислов и микроэлементный состав этих пород приведены в табл. 6. Для долеритов горбинского комплекса характерны незначительно повышенные содержания SiO_2 , Fe_2O_3 , Ba (до 900) и V (до 510) и пониженные содержания K_2O , P_2O_5 , LILE, HFSE, всех REE, Ta. На мультиэлементной диаграмме так же, как и для пород улаханбамского комплекса, обнаруживается присутствие тантал-ниобиевого и титанового минимума (рис. 5, Б).

Возраст комплекса установлен по геологическим данным. В районе р. Горби (лист О-53) субширотно ориентированные дайки долеритов, секущие породы верхнего рифея и нижнего венда, несогласно перекрыты верхневендскими отложениями усть-юдомской свиты [Соболев, 1992]. Для долеритов горбинского комплекса получен изотопно-геохронологический возраст К-Аг методом, по пироксенам, (лаборатория ВСЕГЕИ) по результатам анализа двух проб (соответственно K_1 0,063 и 0,048 %; $^{40}\text{Ar}_p$ 3,02 и 2,60 нг/г; константы распада $^{40}\text{K}:\lambda_\alpha = 0,581 \times 10^{-10}$, $\lambda_\beta = 4,962 \times 10^{-10}$ лет) 620 ± 40 млн лет [Соболев, 1989].

Раннепалеозойские магматические образования

Лединский комплекс клинопироксенит-уртит-ийолит-щелочносиенит-миаскит-карбонатитовый комплекс плутонический ($\nu\text{-}\delta\text{O}_2$, $\text{E}\xi\text{O}_2$) выделен впервые И. Г. Волкодавом (1984 г.). Охарактеризован О. Г. Гомбоевым [Гомбоев, 1963], М. К. Силичевым [Силичев, 1963], А. В. Сагиром [Сагир, 1990, 1996], А. П. Кропачевым [Объяснительная записка к ГК Р-53-XXXVI, Горлова, 2005]. Представлен массивом Поворотный, штоками Гек, Воин, Батрак и дайками сиенит-порфиров, расположенными на правом берегу р. Леда и левобережье р. Сахара в полосе северо-северо-восточного направления протяженностью около 30 км и шириной до 2 км (Лабаз-Войская зона) [Карта геологических формаций Южного

Верхоянья, Коновалов, 2004; Объяснительная записка к ГК, Р-53-XXX Горлова, 2005; Объяснительная записка к ГК Р-53-XXXVI, Горлова, 2005; Сагир, 1990]. Петротипический массив Поворотный (рис. 6а, прил. 7), расположенный в приустьевой части р. Леда, левого притока р. Сахара является массивом трещинно-центрального типа и имеет размеры $3,5 \times 1,3$ км [Гомбоев, 1963; Сагир, 1990; Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии, 1992]. Вмещающие массив породы (саккырырская и лабыстахская свиты нижнего–среднего ордовика и акринская свита нижнего–среднего кембрия) подвержены интенсивным метасоматическим преобразованиям; в приконтактовых карбонатных породах проявлена мраморизация, в терригенных – фенитизация [Объяснительная записка к ГК Р-53-XXXVI, Горлова, 2005]. Массив Гек (рис. 6, б) имеет линзовидную форму, размеры $2 \times 0,3$ км, прорывает отложения верхнего кембрия. Массив Воин находится в 5 км к северо-востоку от массива Гек и представляет собой штокообразное тело овальной формы размером $0,8 \times 0,38$ км, вытянутое в субширотном направлении, прорывающее отложения нижнего ордовика. Штокверкоподобное тело Батрак размерами $0,4 \times 0,65$ км представлено разноориентированными жилами и прожилковыми зонами, выполненными карбонатитами. Тело залегает над не вскрытым эрозией интрузивом щелочного состава [Сагир, 1990].

Комплекс сформирован в результате четырех фаз внедрения, на породы которых наложены постмагматические гидротермально-метасоматические процессы. В масштабе карты фазы комплекса из-за малых масштабов тел не указываются, но описываются в тексте. Схемы магматического строения массивов Поворотный и Гек приведены на рис. 7а и 7б (соответственно), на которых показаны образования всех четырех фаз внедрения лединского комплекса. На геологической карте образования лединского комплекса обозначены оранжевым цветом, соответствующим наиболее распространенной третьей фазе комплекса.

Первая фаза представлена метасоматически измененными клинопироксенитами и оливинитами (в масштабе карты не показывается). Амфиболитизированные клинопироксениты, образовавшиеся при воздействии ийолитов второй фазы внедрения, сохранились в виде реликтовых тел. В составе массива Поворотный они занимают около 30 % его площади, присутствуют также в массиве Гек (рис. 6, б). Клинопироксениты имеют интрузивные контакты с ийолитами второй фазы и с карбонатитами четвертой фазы. Макроскопически это однородные плотные мелко- и средне- и крупнозернистые породы черного, темно-зеленого цветов, состоящие из титан-авгита, биотита, авгита, апатита, магнетита, титаномagnetита, меланита и перовскита. Структура породы сидеронитовая, панидиоморфнозернистая. На контакте с ийолитами они обогащаются эгирином. Породы амфиболитизированы и флогопитизированы, эпидотизированы. При этом они приобретают неравномернозернистую структуру, атакитовую текстуру. Флогопитизация и амфиболитизация пироксенов приводит в некоторых случаях к полному исчезновению пироксенов и образованию существенно амфиболовых и слюдяных пород. На контакте с карбонатитами по пироксенитам развиваются альбит-хлорит-кальцитовые метасоматиты, на отдельных участках под воздействием карбонатитов они превращены в скарноподобные флогопит-диопсид-амфиболовые крупнозернистые породы [Додин, 1986].

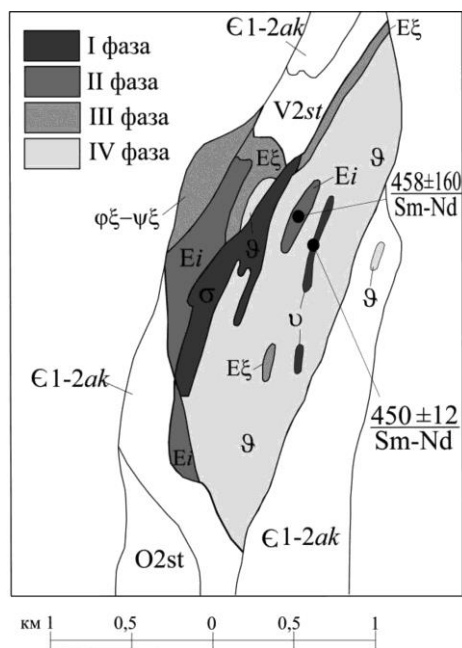


Рис. 6а. Схема геологического строения массива Поворотный, места отбора проб и изотопно-геохронологические датировки [по материалам Силичева, 1964; Сагира 1990; Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 листа Р-53-XXXVI].

υ – серпентинизированные оливиниты (I фаза); Ei – уртиты, ийолиты, мельтейгиты, якупирангиты (II фаза); φ-ψξ – миаскиты, рисchorриты, Eξ – щелочные сиениты (III фаза), δ – карбонатиты (IV фаза).

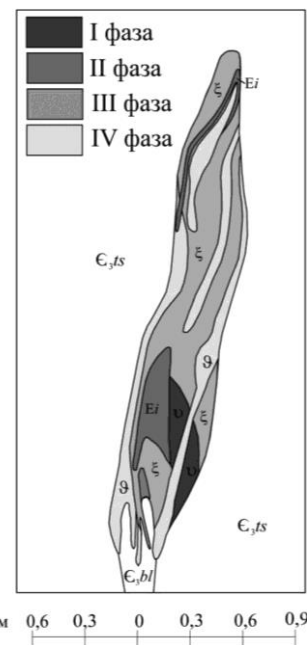


Рис. 6б. Схема геологического строения массива Гек (по материалам Силичева, 1964).

σ – клинопироксениты (I фаза) Ei – уртиты, ийолиты (II фаза); ξ – миаскиты, рисchorриты (III фаза) δ – карбонатиты (IV фаза).

Оливиниты полностью серпентинизированы и сохранились лишь в виде небольших реликтов (25×50 м) среди ийолитов массива Поворотный. Макроскопически это темно-зеленая тонкозернистая порода с массивной текстурой, содержащая крупные включения светлой слюды и просечки перовскит-магнетитового состава. Серпентинизированные оливиниты имеют решетчатую структуру и сложены серпентином (хризотилом, антигоритом) – 80 %, флогопитом (развивающийся по серпентину) – 3–5 %, магнетитом – 10–15 %, перовскитом – 1 %, титанитом [Гомбоев, 1963].

Для пород первой фазы характерна перовскит- и титаномагнетитовая рудная минерализация.

Вторая фаза представлена уртитам, ийолитами, мельтейгитами, в меньшей мере якупирангитами, полевошпатовыми ийолитами.

Образования второй фазы занимают 15 % площади массива Поворотный и слагают два линзовидных тела в массиве Гек. Породы второй фазы прорывают клинопироксениты, несут в себе многочисленные ксенолиты последних и сами рассекаются крупными телами и дайками пород третьей фазы. Ксенолиты клинопироксенитов имеют разнообразные размеры от долей сантиметров до первых метров, они канкринитизированы, амфиболитизированы и эпидотизированы.

Уртиты зеленовато-серые, серые до светло-серых. Текстуры пород неоднородные пятнистые и полосчатые, реже массивные. Структура – панидиоморфнозернистая. Порода состоит из нефелина (60–80 %), преобладающего над пироксеном (эгирин-диопсидом) (10–20 %), канкринита, биотита, апатита (до 3 %), титанита, меланита, магнетита. Ийолиты зеленовато-коричневые отличаются от уртитов большим содержанием эгирин-диопсида (40 %).

Ийолит – темно-коричневая, зеленоватая порода с крупно-среднезернистой гипидиоморфнозернистой структурой, массивной, полосчатой, пятнистой текстурой. Порода состоит из нефелина 55–65 %, эгирин-диопсида (35–40 %), канкринита, биотита, апатита (до 3 %), титанита (3–4 %), меланита (3 %), магнетита.

Мельтейгит – зеленовато-коричневая, темно-коричневая порода с крупно-среднезернистой гипидиоморфнозернистой структурой, массивной, полосчатой текстурой, состоит (%) из эгирин-диопсида (30–50), нефелина 30–40, канкринита, биотита, апатита (до 3), титанита (3–4), меланита (3), магнетита.

Якупирангиты имеют более светлые, зеленовато-коричневые цвета, массивную текстуру, крупно-среднезернистую сидеронитовую структуру. Порода состоит (%) из пироксена (диопсида, эгирин-авгита) – 35–50, нефелина – 15–20, канкринита – 10–40, биотита – 5–20, апатита – до 3, титанита, меланита, магнетита.

Ультраосновные фойдолиты имеют постепенные переходы к основным фойдолитам: полевошпатовым ийолитам и полевошпатовым уртитам, где наряду с пироксеном (30–50 %) и нефелином (30–50 %) развивается калиевый полевой шпат (20–30 %) и альбит. Пироксены представлены эгирин-диопсидом, эгирин-геденберgitом, эгирин-авгитом. В основных фойдолитах содержание микроклина достигает 15–20 %, присутствует альбит. Среди второстепенных минералов отмечается лепидомелан, среди рудных и аксессуарных – магнетит, титаномагнетит, шорломит, пирланит, сфен, апатит.

Породы второй фазы интенсивно канкринитизированы и карбонатизированы. Эгирин замещается биотитом. При карбонатизации породы образуются метасоматические породы, содержащие реликты первичных минералов (канкринитизированного нефелина, эгирина), при этом по канкриниту часто разбивается содалит.

Для пород второй фазы характерна шорломитовая рудная минерализация.

Третья фаза представлена щелочными сиенитами, миаскитами, рихторритами, дайками щелочных сиенитов, тенсбергитов. Образования этой фазы преобладают по распространенности и образуют наиболее крупные тела и многочисленные дайки (рис. 6а, б).

Щелочные сиениты образуют линзовидное тело, расположенное в северной и северо-западной частях массива Поворотный и составляющее до 15 % его площади, занимают 60 % площади массива Гек и 92 % массива Воин, а также слагают дайки Лабаз-Войской зоны. Породы прорывают ийолитуртиты второй фазы. Они имеют светло-бурый, серый цвет; текстуру массивную, пятнистую, полосчатую, директивную в метаморфизованных разновидностях; структуру мелко-крупнозернистую, порфировидную (до 10–80 % вкрапленников), гипидиоморфнозернистую, с аллотриоморфнозернистой, бостонитовой основной массой. Щелочные сиениты сложены калиевым полевым шпатом – 50–90 %, альбитом – 3–30 %. Аксессуары представлены: титанитом, рудные минералы – пиритом 0–2 %, вторичные минералы – сидеритом (5–15 %), серицитом (1–5 %).

Тенсбергиты сложены микроклином (10–15 %), альбитом (60–30 %), нефелином (0–10 %), биотитом (15–20 %). Аксессуары – апатит (до 3 %), титанит, циркон, пирохлор, рутил; рудные минералы – магнетит, ильменит [Сагир, 1990].

Миаскиты сложены микроклином (20–60 %), альбит-олигоклазом (10–15 %), нефелином (15–20 %), канкренином (1–5 %), биотитом (5–15 %), щелочным амфиболом (эгирином) (5–10 %). Аксессуары представлены апатитом (до 1 %), титанитом (до 1 %), цирконом, пирохлором, рутилом. Рудные минералы представлены магнетитом (1 %), ильменитом [Сагир, 1990].

Рихторриты состоят из микроклина (40–70 %), альбит-олигоклаза (5–10 %), нефелина (20–30 %), эгирина (1–5 %), биотита (лепидомелана) (5–10 %). Аксессуары в них представлены рутилом, титанитом, апатитом, меланитом, цирконом; рудные минералы – магнетитом, ильменитом, а вторичные минералы – карбонатами, альбитом, канкренином, либенеритом, флогопитом, щелочным амфиболом.

Для пород третьей фазы характерна бастнезитовая, циркониевая и пирохлоровая рудная минерализация.

Четвертая фаза представлена карбонатами и составляет 43 % площади массива Поворотный, 39 % массива Гек, полностью слагают тело Батрак и в редких жилах отмечаются в массиве Воин. Тела карбонатов обычно линзообразной формы в разных массивах имеют различные размеры. Наиболее крупные из них достигают 2 км по протяженности и 250 м по ширине. Мощность жил колеблется от нескольких см до 2 м, длина не превышает 700 м. По минеральному составу установлены четыре разновидности карбонатов [Эпштейн, 1966; Силичев, 1963; Объяснительная записка к ГК, Р-53-XXXVI, 2005; Сагир, 1996].

Авгит-диопсид-кальцитовые и биотит-кальцитовые карбонатиты I типа содержат сфен, апатит, гранаты андрадит-гроссулярового ряда, сульфиды, перовскит, циркон. Эти породы слагают живообразные мелкие и крупные тела размерами до 1200×150 м того же субмеридионального простирания. Карбонатиты II типа сложены авгит-диопсид-кальцитовыми, форстерит-кальцитовыми и флогопит-кальцитовыми породами. Содержат характерный для них набор редкометаллических минералов – бадделеит, пирохлор, циркелит, сульфиды. Карбонатиты III типа амфибол-кальцитовые и тетрафлогопит-кальцитовые карбонатиты, в которых амфиболы представлены На-тремолитом и арфведсонитом, с апатитом, тальком, эпидотом, пирохлором, цирконом. Карбонатиты IV типа амфибол-анкеритовые и, преимущественно, анкеритовые породы с апатитом, альбитом, сульфидами, гематитом, колумбитом, бастнезитом. Это, как правило, небольшие линзовидные тела или прожилки диопсид-форстерит-кальцитовые, амфибол-флогопит-кальцитовый, доломит-эгирин-анкеритовые. Среди аксессуарных минералов присутствуют апатит, магнетит, циркон, сфен, пирротин, титаномagnetит, циркелит, пирохлор (до 2 %), колумбит, бастнезит, пирит, флюорит, паризит, монацит, магнетит, анкилит, эшинит, барит [Сагир, 1996].

Для пород четвертой фазы характерна циркелитовая, бадделеитовая, пирохлоровая, тантало-ниобатовая, колумбитовая, апатитовая, циркониевая, бастнезитовая рудная минерализация.

В строении массива Поворотный развиты крупно-гигантозернистые метасоматические амфибол-титан-авгитовые, авгитовые породы, рудные пироксениты-камафориты с обильными гнездово-вкрапленными, шлировыми выделениями магнетита, перовскита, апатита и сфена [Гомбоев, 1963; Сагир, 1990].

Изменения вмещающих пород в экзоконтактных зонах массивов, имеющие мощность до 200 м (массив Поворотный), зависят от состава вмещающих пород и воздействующих на них магматических образований. Так, среднедевонские песчаники на контакте с ийолитами и пироксенитами преобразованы в мелкозернистые диопсидовые роговики, на контакте с сиенитами – в неравномернозернистые фениты, известняки – в мелкозернистые биотит-кальцит-альбитовые мраморизованные породы. В известняках на контакте с карбонатитами развиваются выделения светлого флогопита, амфибола, иногда альбита [Старников, 1989]. Вокруг карбонатитов образуется оторочка флогопита.

Петрохимический состав пород при метасоматических процессах значительно преобразован. Химический состав некоторых пород лединского комплекса приведен в табл. 7. Оливиниты и ультраосновные фойдолиты имеют повышенные содержания TiO_2 , Cr, Ni, Cu, Rb, Sr и пониженные содержания Nb, REE, Ba. В карбонатитах повышены содержания REE, Nb, Ba и понижены Ti, Rb.

Комплекс принадлежит к щелочноультраосновной с карбонатитами формации (щелочных ультрамафитов, щелочных пород и карбонатитов, меланфелититов и фонолитов, по М. П. Орловой [Орлова, 1978]).

Геологические наблюдения свидетельствуют о становлении комплекса в раннем–среднем ордовике. Самые молодые отложения, прорванные и метасоматически преобразованные породами лединского комплекса, являются среднеордовикскими. В вышележащих среднеордовикско-силурийских отложениях (сетаньинская толща, кулонская свита) метасоматические преобразования не отмечаются.

Химический состав пород лединского комплекса

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	43,7	43,9	46,81	55,28	60,06	3,57	2,78	40,4
TiO ₂	1,31	13,94	0,31	0,55	0,25	0,25	0,16	1,18
Al ₂ O ₃	23,5	0,67	18,0	18,63	21,40	0,7	0,79	14,8
Fe ₂ O ₃	2,76	18,70	0,39	0,83	2,16	1,09	1,13	3,84
FeO	4,07	2,64	8,08	1,44	0,90	2,19	2,38	6,42
MnO	0,19	2,14	0,11	0,14	0,09	0,16	0,25	0,27
MgO	1,41	0,16	1,12	1,50	0,68	2,98	17,4	6,8
CaO	6,89	1,59	8,37	4,90	0,96	49,8	31	13,4
K ₂ O	5,85	9,00	7,10	6,90	8,70	0,044	0,089	6,59
Na ₂ O	3,52	8,32	6,90	4,18	2,34	<.1	<.1	2,89
P ₂ O ₅	0,18	5,62	0,29	0,26	0,02	5,03	3,05	0,26
ппп*	5,79	43,9*	8,18	3,14	1,57	42,6*	40,6*	2,98
Сумма	99,5	93,94	100,77	99,05	100,75	100	99,8	99,83
V	290	222	н/о	н/о	н/о	46,3	83,2	295
Cr	8,51	9,58	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	205
Co	4,99	4,38	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	38
Ni	14,1	11	н/о	н/о	н/о	36,7	43,5	63,3
Rb	62,4	116	н/о	н/о	н/о	<2	<2	58,9
Sr	673	914	н/о	н/о	н/о	363	452	729
Y	13,3	14,1	н/о	н/о	н/о	57,2	76,5	27,9
Zr	352	641	н/о	н/о	н/о	71	98,7	111
Nb	397	379	н/о	н/о	н/о	83,4	1090	37
Cs	1,49	2,53	н/о	н/о	н/о	<0,1	<0,1	1,07
Ba	2390	3440	н/о	н/о	н/о	296	1390	665
La	35,3	45	н/о	н/о	н/о	354	385	1,15
Ce	83,4	75,3	н/о	н/о	н/о	778	947	38,5
Pr	10,5	7,63	н/о	н/о	н/о	89	90,6	73,4
Nd	36,5	26,3	н/о	н/о	н/о	333	352	8,49
Sm	7,01	4,53	н/о	н/о	н/о	39,4	48,4	35,7
Eu	2,16	1,91	н/о	н/о	н/о	9,88	12,6	6,92
Gd	4,88	3,5	н/о	н/о	н/о	31,8	36,6	2,34
Tb	0,72	0,56	н/о	н/о	н/о	3,41	4,5	6,2
Dy	3,49	2,91	н/о	н/о	н/о	13,7	19,2	1,11
Ho	0,57	0,51	н/о	н/о	н/о	2,15	3,17	5,6
Er	1,52	1,42	н/о	н/о	н/о	5,44	7,37	1,02
Tm	0,2	0,19	н/о	н/о	н/о	0,62	0,92	3,13
Yb	1,24	1,26	н/о	н/о	н/о	4,11	5,81	0,42
Lu	0,23	0,18	н/о	н/о	н/о	0,52	0,77	2,76
Hf	3,79	5,14	н/о	н/о	н/о	0,93	2,62	0,47
Ta	18,2	7,54	н/о	н/о	н/о	3,76	18,1	1,99
Th	1,73	3,1	н/о	н/о	н/о	23,4	195	0,62
U	3,52	9,52	н/о	н/о	н/о	3,35	6,06	2,49

1 – ийолит метасоматизированный, 2 – полевошпатовый ийолит метасоматизированный, 3 – рискоррит метасоматизированный, 4 – миаскит метасоматизированный, 5 – щелочной сиенит, 6–8 – карбонатиты. 1, 2, 5–8 по [Кропачев и др., 2000ф]; 3 – [Сагир, 1990]; 6–8 – лаборатория ВСЕГЕИ, 2016. Данные силикатного анализа по породообразующим окислам приводятся в вес. %, содержания микроэлементов – в г/т.

* ппп включает высокое содержание CO₂ в карбонитах и метасоматизированных ийолитах.

Изотопно-геохронологический возраст оливинитов первой фазы массива Поворотный, полученный Sm-Nd методом по изохроне (порода, пироксен, апатит, сфен), равен 487 ± 29 млн лет [Худолей и др., 2001]. По данным А. Р. Энтина и др. [Энтин, 1992], K-Ar датировка тех же пород по амфиболу равна – 485 ± 25 млн лет. Датировки возраста пород второй фазы для ийолитуртита 458 ± 160 млн лет (Sm-Nd метод [Кропачев и др., 2000ф]). Эти определения обладают большой погрешностью, но не противоречат геологическим данным.

В 2020 г. в лаборатории ВСЕГЕИ получены датировки U-Pb методом SHRIMP по титаниту для трех проб карбонатитов массива Поворотный: $371,2 \pm 4,8$ млн лет, СКВО = 0,02; $370,4 \pm 2,8$ млн лет, СКВО = 0,66; $370,6 \pm 3,7$ млн лет, СКВО = 0,34. Эти данные указывают на недостаточную изученность образований комплекса, возможно, его формирование происходило в течение длительного периода от раннего ордовика до позднего девона, и магматические тела выделяемых в настоящей записке лединского и левосахаринского комплексов необходимо рассматривать в составе одного комплекса.

С щелочно-ультраосновными породами лединского комплекса связано редкометалльно-редкоземельное тантал-ниобиевое, лантан-цериевое оруденение. Известны редкоземельное и редкометалльное проявления, ряд пунктов минерализации. Оруденение имеет гидротермальный генезис и рассматривается в составе редкометалльно-редкоземельной карбонатитовой формации [Карта геологических формаций Южного Верхоянья, Коновалов, 2004].

Суордахский трахидолеритовый комплекс гипабиссальный ($\tau\beta O_{2-3}S$) представлен силлами трахидолеритов и долеритов, распространенных в узком меридионально вытянутом ареале вдоль сочленения Кыллахской и Сетте-Дабанской тектонических зон от бассейна р. Сахара, вдоль рек Акра, Шорох, Ветвистый на юге, до руч. Восточный, правого притока р. Белая на севере. Единичные силлы этого комплекса установлены в междуречье Сигджа–Сытыган. Комплекс выделен А. П. Кропачевым в 1998 г. [Объяснительная записка к ГК, Р-53-XXIV, Горлова, 2005]. Ареал распространения комплекса окончательно не определен. Видимо, в будущем при получении новых изотопно-геохронологических датировок ареал суордахского комплекса может оказаться более обширным. Так, в составе комплекса рассматривается единичная дайка из серии протяженных субмеридиональных даек района р. Белая (руч. Чигдала), пересекающих отложения верхнего рифея, относимая ранее к кыллахскому комплексу. Для этой дайки получен изотопно-геохронологический возраст, соответствующий среднему–позднему ордовика (457 ± 34 млн лет) [Chamberlain et al., 2010; Khudoley et al., 2013].

Петротип комплекса расположен на правом берегу р. Ханда (Белая), против устья р. Суордах. Силлы имеют мощность от 2 до 30 м, протяженность до 10 км. Вмещающими породами являются преимущественно отложения нижней части венда (начарская, яланская, малская и токурская свиты). Контакты с вмещающими отложениями ровные, резкие. Мощность экзоконтактовых изменений – 2–3 м. Карбонатные породы мраморизованы, терригенные ороговикованы. Породы комплекса относятся к габбро-долеритовой формации.

Трахидолериты и долериты суордахского комплекса массивные однородные породы темно-серого цвета. Структура средне-мелкозернистая офитовая,

пойкилоофитовая, долеритовая. Трахидолериты сложены пироксеном (авгитом, титан-авгитом) – 25–45 %, основным плагиоклазом – 40–60 %, оливином – 0–10 %, редко кварцем – до 3 %. Из акцессорных присутствуют апатит (до 1 %), циркон, титанит. Рудные минералы (до 15 %) представлены титаномагнетитом и ильменитом. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, серицитом, карбонатом, иногда амфиболом.

По петрохимическим данным, долериты суурдахского комплекса относятся к семейству долеритов и трахидолеритов, к низкоглиноземистым, умереннокалиевым, породам калиево-натриевого типа щелочности. Для них характерны высокие содержания TiO_2 , P_2O_5 , K_2O , Rb, Zr, Nb, PЗЭ, и пониженные содержания Na_2O . На мультиэлементной диаграмме для пород комплекса наблюдается наибольшая степень обогащенности LILE элементов и Th, отсутствие Nb-Ta минимума. При этом кривая распределения микроэлементов для пород суурдахского комплекса близка к линии базальтов континентальных рифтов. Химические составы и геохимическая характеристика этих пород приведены в табл. 8.

Изотопно-геохронологический возраст долеритов суурдахского комплекса определен U-Pb методом по бадделеиту и составляет 444 ± 22 , 450 ± 24 и 457 ± 34 млн лет [Худолей и др. 2001; Chamberlain et al., 2010, 2018; Khudoley et al., 2013].

Таблица 8

Химический состав пород суурдахского комплекса

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	44,9	46,6	46,6	49,4	47	48	48,3	48,5
TiO ₂	3,57	3,64	3,64	3,21	3,96	3,99	4,5	4,2
Al ₂ O ₃	15	13,7	13,7	13,2	12,3	12,2	12,7	12,1
Fe ₂ O ₃	3,2	1,87	1,84	5,42	7,92	0	9,8	8,05
FeO	11,8	12,1	12,1	7,64	9,08	0	7,2	8,76
MnO	0,19	0,31	0,31	0,18	0,25	0,24	0,26	0,24
MgO	4,05	7,37	7,37	5,91	5,31	4,56	3,59	4,25
CaO	8,78	7,17	7,17	9,76	9,6	7,95	6,28	7,79
Na ₂ O	3,19	2,38	2,38	1,79	2,1	2,19	2,01	2,06
K ₂ O	1,63	1,6	1,6	0,47	0,67	1,82	2,45	1,91
P ₂ O ₅	0,91	0,73	0,73	0,25	0,34	0,576	0,57	0,61
ппп	2,4	0,98	2,31	1,92	0,46	1,17	1,61	0,56
Сумма	99,62	98,45	99,75	99,15	98,99	82,7	99,27	99,03
V	504	393	304	429	579	453	541	555
Cr	69,7	94,6	95,8	н/о	н/о	8,25	н/о	н/о
Co	54	57,7	44,6	н/о	н/о	35,1	н/о	н/о
Ni	62,4	83,9	53,9	68,2	47,8	7,58	34,3	35,9
Rb	35	38,1	26,5	11,1	15,1	81,3	51,1	45,6
Sr	297	283	580	377	212	240	225	215
Y	67	40,8	28,1	32,6	46,9	335	59,3	62,7
Zr	325	260	187	184	216	57,3	355	333
Nb	30,9	22,4	24,9	16,5	29,7	33,6	36,8	36,1

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
Cs	1,72	1,85	2,05	0,27	0,31	н/о	1,13	1,61
Ba	454	374	375	95,8	159	385	505	489
La	44,6	25,6	29,4	15,5	24,6	33,8	35,3	37,6
Ce	106	64,1	68,1	43,2	56,4	75,9	88,4	89,5
Pr	14,1	7,98	7,97	6,28	7,61	10,3	11,9	12,8
Nd	63,5	37,5	35,7	29,9	36,1	45,6	49,7	55,8
Sm	13,9	8,59	7	7,56	7,83	10,3	11,8	13,1
Eu	3,68	2,66	2,09	2,39	2,32	3,03	3,18	3,39
Gd	12,3	7,44	6,18	7,2	7,7	11,2	11,2	11,4
Tb	2,18	1,37	0,97	1,08	1,28	1,67	1,75	1,93
Dy	12,3	8,15	5,72	6,54	8,96	10,4	11,6	12,3
Ho	2,34	1,52	1,06	1,29	1,72	2,09	2,33	2,59
Er	6,62	4,89	3,07	3,18	4,68	6,69	6,45	6,85
Tm	0,93	0,62	0,43	0,4	0,7	0,9	0,96	1,01
Yb	5,29	3,65	2,27	2,75	4,89	5,64	6,22	6,41
Lu	0,78	0,59	0,4	0,41	0,69	0,79	0,94	0,96
Hf	8,52	6,09	4,9	4,83	5,71	9,04	8,34	9,61
Ta	2,25	1,69	1,95	1,11	1,98	1,98	2,42	2,45
Th	5,36	2,3	3,2	1,59	2,91	4,03	4,45	4,06
U	0,91	0,65	3,74	0,59	0,79	0,96	1,36	1,42

1–8 – трахидолериты из силлов района р. Белая. Лаборатория ВСЕГЕИ, 2015–2016 гг. Данные силикатного анализа по породообразующим окислам приводятся в вес. %, содержания микроэлементов – в г/т.

Ранне-среднепалеозойские магматические образования

Сеттедабанский долеритовый комплекс гипабиссальный (βS_2 -D, sd) представлен силлами и дайками долеритов и трахидолеритов, распространенными на всей площади Сетте-Дабанской тектонической зоны от р. Ольчан на севере до р. Аллах-Юнь на юге. Выделен А. П. Кропачевым [Карта геологических формаций Южного Верхоянья, 2004]. Силлы и дайки образуют пояса, протягивающиеся с юга на север на десятки и сотни км. Мощность силлов – 15–40 м, протяженность – до 40–50 км. Дайки имеют близмеридиональное простирание, простые прямолинейные формы, крутое падение, мощность 10–20 м, протяженность 10–18 км. Вмещающими породами для силлов и даек являются отложения кембрия–силура; в северном направлении количество интрузий возрастает, достигая максимума на севере территории в бассейнах рек Менкюле, Тыры и Вост. Хандыга. Соотношения даек с вмещающими породами различные, но локально они смяты в единую систему складок. Контакты тел четкие, ровные, иногда волнистые. Эндоконтактные зоны закалки маломощны (5–10 см), ширина экзоконтактных зон колеблется от 1 до 8 м. Петротипической местностью для сеттедабанского комплекса считается район, заключенный между Улахским и Бурхалинским разломами (р. Конуга), где влияние метаморфических и метасоматических преобразований относительно невелико [Сагир, 1996] (прил. 7).

Долериты сеттедабанского комплекса в пределах одного тела могут иметь постепенные переходы в оливинсодержащие долериты, габбродолериты.

Макроскопически породы темно-серые, темно-зеленые, с массивной текстурой. Структура средне-мелкозернистая долеритовая, пойкилоофитовая, габбродолеритовая, иногда порфириовидная. Долериты сложены плагиоклазом (55–66 %), моноклинным пироксеном (авгитом, диопсид-геденбергитом) – 20–25 %, оливином (0–12 %), кварцем (0–2 %). Аксессуары представлены апатитом, титанитом, ортитом, рудные минералы (до 8 %) ильменитом, магнетитом пиритом, пирротинном.

Трахидолериты имеют долеритовую, офитовую структуру, сложены основным плагиоклазом – 40–60 %, пироксеном (авгитом, титанавгитом) – 25–35 %, оливином – 0–10 %. Из аксессуарных присутствуют апатит (до 2 %), циркон, титанит. Рудные минералы (до 15 %) представлены титаномангнетитом и ильменитом.

Вторичные минералы – серицит, хлорит, эпидот, карбонат, актинолит. В зонах тектонических нарушений породы интенсивно изменены, пропилитизированы, превращены в эйситы [Объяснительная записка к ГК Р-53-XXX, Горлова, 2005].

Долериты даек, подвергшихся динамометаморфическому воздействию, рассланцованы. Породы приобретают нематобластовую гранобластовую структуры с элементами лепидомикрогранобластовой. Развиваются актинолит, хлорит, эпидот, альбит. В рассланцованных породах, особенно развитых в районе р. Тыры, и в зоне Бурхалинского разлома наблюдаются гидротермальные изменения: развиваются аксинит и вишнево-красный кварц, содержащий тонкораспыленную интенсивную вкрапленность гематита, часто встречаются кварцевые и кварц-карбонатные жилы с небольшим количеством пирита, халькопирита, хлорита, актинолита, серицита, эпидота, сфена. В некоторых случаях кварц-сульфидные жилы слагают до 20–30 % тела дайки, а также мономинеральные прожилки актинолит-асбеста, аксинита, гематита.

В междуречье Конуга–Вост. Хандыга распространены пропилитизированные приразломные дайки, в которых содержание пирита достигает 10–15 %. Зерна пирита имеют размерность до 1–2 мм, равномерно распределены в породе. Их концентрация увеличивается до 25 % вблизи стенок приоткрытых полых диагональных трещин. Пропилитизация имеет пятнистый характер: она развивается в основном в местах сгущения таких трещин. Породы здесь имеют желто-серую окраску, сложены хлорит-кварц-кальцитовым агрегатом с реликтами плагиоклаза. Переходы к слабоизмененным долеритам постепенные, но содержания пирита в последних сохраняются. В отдельных случаях гидротермальная переработка пород настолько интенсивно проявлена, что долериты превращены в золотоносную рыхлую желто-бурую массу с рассредоточенными в ней зернами пирита, реликтовыми обломками прожилков (0,3–0,5 см) кварц-пиритового состава [Соболев, 1977].

В районе рек Сугжа и Ханда (Белая), Сахара долериты на участках золото-рудной минерализации переработаны в эйситы, образующие среди долеритов тела неправильной формы бурого или буро-серого цвета, состоящие из перекристаллизованного альбита, анкерита, кварца, серицита; аксессуары представлены рутилом, апатитом (до 5 %), монацитом. Рудные минералы (1–5 %) представлены пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, теннантитом, пирротинном и золотом. Помимо самостоятельных выделений, золото

концентрируется в пирите и арсенопирите (до 72 г/т). Рудные тела проявления Сетанья представляют собой эйситизированные участки даек долеритов, составляющие иногда до 50 % объема дайковых тел.

Химический состав пород комплекса приведен в табл. 9. Долериты сеттедабанского комплекса относятся к семейству низкоглиноземистых умеренно-калиевых пород калиево-натриевого типа щелочности. На мультиэлементной диаграмме для пород комплекса наблюдается так же, как и для пород суордахского комплекса повышенная степень обогащенности LILE элементов и Th, отсутствие Nb-Ta минимума (рис. 5, Г).

Таблица 9

Химический состав пород сеттедабанского комплекса

№ п/п	1	2	3	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	45,10	46,00	48,20	49,00	45,80	46,50	51,70	50,95	48,61	49,70
TiO ₂	1,87	1,87	2,18	6,18	4,07	2,83	1,66	3,26	2,60	3,95
Al ₂ O ₃	13,50	14,30	13,00	14,90	13,50	13,40	13,30	11,94	13,83	14,60
Fe ₂ O ₃	3,01	2,62	3,58	6,81	4,31	4,00	7,51	13,98	13,20	4,28
FeO	9,00	9,53	9,21	7,20	9,81	11,10	7,20			7,51
MnO	0,19	0,14	0,18	0,11	0,17	0,19	0,18	0,20	0,21	0,15
MgO	7,82	10,10	6,66	3,93	5,45	6,71	5,57	5,72	6,10	5,12
CaO	8,65	4,39	9,80	1,97	7,05	8,99	5,90	7,45	9,56	6,33
Na ₂ O	3,53	3,15	2,34	5,38	3,18	2,43	1,65	3,86	3,53	4,80
K ₂ O	0,02		1,01	0,45	1,00	0,80	1,39	0,14	0,12	0,08
P ₂ O ₅	0,18	0,16	0,30	0,86	0,59	0,36	0,13	0,32	0,29	0,57
ппп	2,19	1,97	2,45	2,54	2,93	2,93	2,96	2,11	2,16	2,27
Сумма	99,90	99,90	100,00	100,00	99,90	100,24	99,90	99,91	100,00	100,00
V	256,00	278,00	349,00	286,00	325,00	283,00	426,00	327,00	369,00	363,00
Cr	158,00	146,00	163,00	н/о	35,20	263,00	н/о	129,00	73,40	н/о
Co	49,60	44,70	45,30	н/о	41,30	54,80	н/о	42,90	44,60	н/о
Ni	81,10	70,20	68,70	27,80	47,70	97,50	41,10	46,30	44,20	21,30
Rb	0,20	0,20	22,50	9,66	15,10	16,10	26,60	2,45	0,20	0,20
Sr	610,00	324,00	529,00	133,00	494,00	346,00	162,00	114,00	418,00	238,00
Y	22,20	22,00	29,70	38,30	42,20	42,80	30,60	46,00	36,20	33,00
Zr	94,70	102,00	168,00	446,00	317,00	229,00	94,20	181,00	156,00	231,00
Nb	15,10	15,30	23,70	40,70	27,40	28,00	6,41	19,50	17,80	31,80
Cs	0,26	0,31	0,79	6,08	7,76	1,04	2,61	н/о	н/о	0,56
Ba	44,10	11,10	316,00	217,00	651,00	227,00	987,00	79,20	61,50	70,10
La	13,80	14,00	26,10	28,60	29,40	23,40	11,90	22,20	15,90	32,30
Ce	31,50	32,90	54,10	76,50	67,60	54,80	29,20	49,00	39,00	70,70
Pr	4,14	4,40	8,15	11,40	9,58	7,60	3,80	6,60	4,68	9,30
Nd	16,70	16,60	29,90	52,10	45,00	32,00	18,40	29,90	22,90	39,50
Sm	4,34	4,65	6,58	13,20	11,20	7,57	4,15	7,84	6,46	8,84
Eu	1,51	1,31	2,05	2,92	4,85	2,07	1,50	1,91	1,81	2,56
Gd	3,98	3,82	5,86	10,30	9,36	7,71	4,14	8,17	6,09	7,56
Tb	0,70	0,72	0,93	1,58	1,48	1,47	0,89	1,53	1,09	1,12

№ п/п	1	2	3	5	6	7	8	9	10	11
Dy	4,07	4,12	5,57	8,68	8,79	8,28	5,83	9,24	6,45	7,05
Ho	0,76	0,80	1,05	1,60	1,57	1,40	1,24	1,90	1,48	1,30
Er	2,09	2,27	2,94	4,12	4,39	4,72	3,59	5,39	4,35	3,62
Tm	0,29	0,28	0,42	0,62	0,53	0,58	0,56	0,77	0,57	0,49
Yb	1,89	1,74	2,51	3,96	3,25	3,41	3,40	4,44	3,67	3,15
Lu	0,25	0,26	0,34	0,55	0,42	0,48	0,59	0,66	0,56	0,43
Hf	2,71	3,30	4,79	10,70	8,54	6,64	2,73	5,49	4,14	5,58
Ta	0,96	1,07	1,62	2,66	1,91	1,88	0,50	1,12	1,24	2,12
Th	1,27	1,28	2,41	3,55	2,41	2,22	2,16	3,45	1,60	3,61
U	0,37	0,34	0,63	1,33	0,70	0,75	0,57	0,91	0,53	1,22

1,4,4,10 – трахидолериты; 2,3,6,7,8,9 – долериты. 1–7 – дайки района р. Белая, 8–9 – дайки района р. Вост. Хандыга; 10 – дайки района р. Сахара. 1–3, 4–7, 10 – материалы А. П. Кропачева и материалы, собранные по листу Р-53, 1995–2016 гг. 3, 8, 9 – материалы А. К. Худолея. Данные силикатного анализа по породообразующим окислам приводятся в вес. %, содержания микроэлементов – в г/т.

Породы комплекса относятся к габбродолеритовой формации.

Познесилурийско-раннедевонский возраст пород комплекса определяется геологическими наблюдениями. Дайки и силлы долеритов прорывают кембрийские, ордовикские и силурийские отложения. Одна из даек долеритов, прорывающая оронскую свиту силура, перекрыта нижнедевонской сеттедабанской свитой, в конгломератах основания которой содержатся обломки и галька этих же долеритов (руч. Хамамыт, левый приток р. Менкюле [Бергер и др., 1986]. Этот факт является определяющим для установления верхнего возрастного предела образования сеттедабанского комплекса [Карта геологических формаций Южного Верхоянья, Коновалов, 2004]. Галька долеритов отмечается также в основании ранне-среднедевонской тихийской свиты. Силлы долеритов не установлены среди отложений среднего и верхнего девона.

Представленные геологические факты дополняются U-Pb датировками по бадделеиту, полученными для двух силлов сеттедабанского комплекса, локализованных в вендских (сытыгинская свита) и рифейских (мускульская свита) отложениях, и составляющими соответственно 422 ± 25 и 407 ± 20 млн лет [Chamberlain et al., 2018], что примерно отвечает промежутку времени от позднего силура до раннего девона.

С дайками сеттедабанского комплекса связана рассеянная медно-сульфидная и полиметаллическая минерализация. Некоторые интенсивно пропилитизированные дайки золотоносны и в них установлены непромышленные проявления золото-кварцевой малосульфидной формации [Объяснительная записка к ГК, Р-53-XXX, Горлова, 2005].

Девонские магматические образования

Левосахаринский комплекс лампрофир-сиенит-карбонатитовый гипабиссальный выделен в 1996 г. А. В. Сагиром и А. П. Бабиным по материалам Телкинджинской партии [Сагир, 1996]. В настоящем объеме и возрастном диапазоне выделен А. Л. Коноваловым, А. П. Кропачевым [Карта геоло-

гических формаций Южного Верхоянья, Коновалов, 2004]. Комплекс представлен дайками, маломощными силлами, небольшими штоками, диатремами, которые прослеживаются в полосе северо-северо-восточного направления протяженностью около 90 км и шириной 4–5 км от бассейна р. Сахара до руч. Сетанья. Наибольшая насыщенность вмещающих осадочных образований телами комплекса (петротипическая местность) наблюдается в бассейне р. Лев. Сахара (ручьи Габбро, Батрак, Шумный, Розовый) (рис. 4).

Формирование левосахаринского комплекса происходило в три основные фазы: лампрофировую, щелочно-сиенитовую и карбонатитовую. Образование второй и третьей фаз не выражены в масштабе карты.

Первая фаза ($\chi D_3/s_1$) представлена лампрофировыми, слагающими маломощные (10–80 см) дайки, силлы протяженностью 50–500 м, диатремы округлой формы диаметром в несколько десятков метров. Дайки представлены линзовидными жильными телами северо-восточного простирания, имеющими неправильную форму и мощность от нескольких сантиметров до 4–5 м. Отмечается расщепление, будинирование даек лампрофиров. Вмещающими отложениями являются кембрийские–среднеордовикские образования (улахская серия и атырбахская, саккырырская и лабыстахская свиты). Контакты с вмещающими породами неровные, извилистые. В зоне эндоконтактов происходят интенсивная амфиболитизация и биотитизация. Эти процессы свидетельствуют о широком проявлении щелочного калиевого метасоматоза, вызванного выносом щелочей из флюидонасыщенных лампрофировых даек. Более мощные порции флюидонасыщенных лампрофировых магм претерпели взрыв с образованием диатрем. Зона экзоконтакта составляет 0,1–1 м. В ее пределах происходит изменение первичных структур пород с образованием blastopelitic, granitic, lepidogranitic, melanogranitic структур.

Макроскопически лампрофировые интенсивно тектонизированные, расщепленные порфировидные породы коричнево-зеленого, зелено-серого, светло-коричневого цветов, превращенные процессами метасоматоза в березитоподобные доломитизированные, лейкоксенизированные слюдисто-карбонатные образования с теньевыми реликтами первичного строения и состава [Сагир, 1996; Карта геологических формаций Южного Верхоянья, Коновалов, 2004]. Для лампрофиров характерно порфировидное строение с тонкозернистой измененной основной массой, иногда со следами флюидалности. Породы значительно изменены и сложены доломитом, анкеритом, кальцитом (25–60 %), хлоритом (20–28 %), кварцем (до 8 %), мусковитом (11–13 %), магнетитом (1–2 %), альбитом, адуляром, флюоритом, тальком, рудными минералами – гидроокислами железа (до 6 %), пиритом (1–30 %). Из первично-магматических минералов неизмененными остаются отдельные вкрапленники и микролиты биотита – 23–26 %, апатит – 5–6 %, акцессорные минералы – циркон, титанит, рутил. По химическому составу слюда лампрофиров принадлежит к магнезиальному биотиту и приближается к флогопиту (MgO – 15,67–18,49; Al_2O_3 – 13,77–15,87; SiO_2 – 35,88–39,96; K_2O – 10,23–11,07; TiO_2 – 4,99–5,89; Cr_2O_3 – 0,15–0,32; MnO – 0,13–0,18; FeO – 8,52–11,04). В протоколках метапиритов обнаружены: апатит, магнетит, титаномангнетит, ильменит, пирит, арсенопирит, альмандин, пирроп-альмандин, хромшпинелиды (Cr_2O_3 – до 48–50 %), турмалин, циркон, рутил, биотит, корунд, золото (Au – 90,8 %; Ag – 7,5 %; Cu – 1,6 %; Bi – 0,4 %).

Диатремы установлены А. И. Старниковым [Объяснительная записка к ГК, Р-53-XXXVI; Горлова, 2005] на правом берегу р. Аллах-Юнь в бассейне руч. Видный (диатрема Видный), и в верховьях руч. Грач на юге Лабаз-Войской зоны (диатрема Грач), в бассейне р. Габбро (диатрема Трубка) (рис. 4). Диатремы сложены магматическими брекчиями, состоящими из обломков карбонатных пород, сцементированных хлоритизированными и карбонатизированными лампрофитами с крупными порфировыми вкраплениями слюды. Обломки (ксенолитокласты) имеют размеры 1–20 см, представлены мраморизованными перекристаллизованными доломитами, глинистыми доломитами.

Химический состав пород комплекса приведен в табл. 10. Химический состав слюд, нанесенный на диаграмму Митчела [Mitchell R.H. et al, 1991] показал принадлежность слюд к тренду альнеитов – минетт.

Таблица 10

Химический состав пород левосахаринского комплекса

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	37,9	23,7	26,8	29,9	53,5	53,1	51,4	3,78	7,27
TiO ₂	2,4	3,19	2,91	2,14	0,41	0,47	0,4	0,5	0,17
Al ₂ O ₃	11,7	7,69	7,53	4,39	20,8	23,7	18,8	0,92	1,78
Fe ₂ O ₃	2,07	5,11	3,17	2,47	1,9	1,2	1,6	4,05	1,6
FeO	5,62	5,19	7,06	2,59	0,94	0,75	1,35	4,32	2,95
MnO	1,12	1,16	0,95	0,096	0,02		0,06	0,36	0,27
MgO	7,93	10,3	12,9	6,93	2,6	3,5	2,12	2,1	3,64
CaO	11,5	16	13,4	25,5	2,6	0,88	4,37	47,1	45,7
Na ₂ O	3,58	0,23	0,26	0,23	0,73	0,34	1,96	0,39	0,33
K ₂ O	3,75	3,74	4,66	1,76	10,7	11,7	8,9	0,35	0,89
P ₂ O ₅	1,36	1,55	1,76	0,88	0,76	0,1	0,54	5,37	5,58
ппп*	10,81*	21,87*	18,17*	22,68*	5*	4,5*	7,7*	30,17*	29,32*
Сумма	99,8	99,8	99,5	99,6	99,96	100,24	99,2	99,4	99,5
V	201	469	420	165	100	121	н/о	7,65	11,5
Cr	н/о	н/о	н/о	н/о	21,6	22,6	н/о	<1,0	<1,0
Co	18,6	16,5	34,2	20,1	3,2	3,64	н/о	12,5	30,4
Ni	68,8	58,3	95,4	120	11,3	22,6	н/о	7280	7650
Rb	102	80,1	133	22,8	170	210	н/о	87,1	90,2
Sr	725	321	475	428	120	36	н/о	246	424
Y	32,9	54,6	66,6	15,5	40	75	н/о	421	485
Zr	464	558	628	168	1530	2430	н/о	0,38	1,38
Nb	429	310	442	87,3	257	229	н/о	567	672
Cs	1,98	2,91	4,31	2,97	н/о	н/о	н/о	494	506
Ba	965	976	2230	70,8	2000	460	н/о	1070	1040
La	270	242	300	76,6	н/о	н/о	н/о	112	111
Ce	477	393	611	135	н/о	н/о	н/о	390	396
Pr	45,7	38,3	64,8	16,4	н/о	н/о	н/о	53,5	53,5
Nd	152	125	226	61	н/о	н/о	н/о	14,7	15,1

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sm	20,4	17,8	28,8	8,85	н/о	н/о	н/о	36,7	37
Eu	5,59	5,25	8,24	2,53	н/о	н/о	н/о	4,34	4,44
Gd	14,3	14,4	20,3	6,34	н/о	н/о	н/о	19,8	20,5
Tb	1,72	1,86	2,52	0,75	н/о	н/о	н/о	3,24	3,34
Dy	8,01	10,4	12,8	3,64	н/о	н/о	н/о	7,61	7,79
Ho	1,23	1,86	2,27	0,56	н/о	н/о	н/о	0,97	1,04
Er	3,13	5,02	6	1,39	н/о	н/о	н/о	5,53	5,77
Tm	0,4	0,71	0,84	0,16	н/о	н/о	н/о	0,83	0,85
Yb	2,34	4,27	5	0,91	н/о	н/о	н/о	2,23	3,66
Lu	0,31	0,61	0,75	0,13	н/о	н/о	н/о	0,74	7,01
Hf	5,98	11	11,3	3,66	н/о	н/о	н/о	111	68,6
Ta	11,5	7,06	7,84	4,47	н/о	н/о	н/о	2,26	46,1
Th	4,75	11,1	24,4	6,62	н/о	н/о	н/о	17,7	12
U	9,79	5,48	4,91	29,9	н/о	н/о	н/о	1,44	1,66

1–3 – метасоматизированные, карбонатизированные лампрофиры района диатремы Грач [лаборатория ВСЕГЕИ, 2016]; 4 – метасоматизированный лампрофир диатремы Видный [лаборатория ВСЕГЕИ, 2016], 5–7 метасоматизированные щелочные сиенит-порфиры штока Трубка [Карта геологических формаций Южного Верхоянья, Коновалов, 2004], 8–9 – карбонатиты даек руч. Грач (лаборатория ВСЕГЕИ, 2016). Данные силикатного анализа по пороодообразующим оксидам приводятся в вес. %, содержания микроэлементов – в г/т.

* в состав ппп вошло повышенное содержание CO₂ в кальцитсодержащих и карбонатизированных породах.

Вторая фаза (E₃D₃/s₂) включает в себя щелочные сиениты и щелочные сиенит-порфиры, слагающие штоки, дайки, а также мелкие диатремы и тела трещинного типа, выполненные эруптивными брекчиями щелочных сиенитов. Штоки установлены в бассейне р. Лев. Сахара по руч. Габбро. Наиболее крупным телом является диатрема Трубка площадью 200 × 250 м. Дайки ориентированы в субмеридиональном направлении, имеют мощность от 0,2 до 9 м и длину до 300–500 м. Иногда они трассируются трещинными телами эруптивных брекчий. Форма диатрем изометричная или овальная, размеры до 20 м в поперечнике. Контакты с вмещающими породами резкие, неровно-волнистые.

Вокруг штоков и эруптивных брекчий диатрем образуются ореолы контактово-измененных пород, ширина которых для даек составляет 0,1–1,2 м, для штоков – 0,2–100 м. Изменения выражены в мраморизации карбонатных пород, альбитизации и серицитизации терригенных пород. На границе с дайками сиенит-порфиров образуются калиевый полевой шпат, альбит, железистый кальцит, доломит, кальцит, серицит-мусковит, щелочные амфиболы.

Щелочные сиениты и их порфировые разности – светло-серые мелко-среднезернистые массивные порфировые породы, сложенные калиевым полевым шпатом (ортоклазом, ортоклаз-пертитом, микроклином) – 50–65 %, альбитом (20–45 %), эгирин-диопсидом (2–8 %), с примесью фельдшпатоидов (лейцита, нефелина, канкринита) – 2–3 %, биотитом, амфиболом, андезином. Акцессорные минералы в них представлены магнетитом, ильменитом, рутилом, сфеном, анатазом, апатитом, цирконом, монацитом, ортитом, перовскитом, а в сиенитах штока Трубка, кроме того, колумбитом и ксенотимом. Дайки щелочных сиенитов района трубки Грач березитизированы.

Эруптивные брекчии сложены обломками сиенитов и доломитов, сцементированными альбит-калишпат-анкеритовым агрегатом с пиритом, апатитом, цирконом, магнетитом, гранатом, рутилом. По химическому составу наименее измененные щелочные сиениты несколько недосыщены кремнекислотой, но обогащены калием. По сравнению с литосферным кларком для сиенитов, в данных породах содержатся более высокие концентрации Rb, Zn, Y, Cr, Co, Ni, V, Nb, а по сравнению с сиенитами эруптивных брекчий – меньше содержится Rb, Zr и больше Cr, Co, Ni, V.

Третья фаза ($\delta D_3/s_3$) представлена карбонатитами, которые имеют крайне ограниченное распространение в бассейне руч. Шумный, где образуют штокверкообразное тело небольшого размера, сложенное серыми, зеленовато-серыми, зелеными слюдистыми карбонатитами и в бассейне руч. Грач, где образуют жилообразные дайковые тела. Дайковые и жильные тела карбонатитов третьей фазы пересекают лампрофиры первой фазы.

Карбонатиты сложены кальцитом (85–90%), флогопитом, замещенным хлоритом (3–5%), апатитом (2–3%), тремолитом. Акцессорные минералы – монацит, пироксенолор, ортит, титанит, барит; рудные – пирит (до 8%), магнетит, пирротин, ильменит.

Карбонатиты характеризуются высокими концентрациями Ti, Al, Fe, Mn, Mg, P, Nb, Cr, Co, V и обеднены Rb и Zr.

В районе развития карбонатитов широко развиты процессы карбонатного метасоматоза. Они фиксируются во вмещающих породах и в породах первой и второй фаз левосахаринского комплекса. Дайки и штоки сиенит-порфиров, лампрофиров рассечены прожилками, анкерита, флюорита, барита с редкометалльной минерализацией.

Комплекс принадлежит к сиенит-карбонатитовой формации.

Позднедевонский (фаменский) возраст левосахаринского комплекса устанавливается на основании прорывания сиенитами второй фазы девонских отложений до франского яруса включительно (левосахаринская свита). Изотопно-геохронологический возраст карбонатитов третьей фазы левосахаринского комплекса составляет 366 ± 17 млн лет (лаборатория ВСЕГЕИ, U-Pb метод (SHRIMP) по циркону).

С лампрофирами первой фазы левосахаринского комплекса связаны кварцевые жилы с рассеянной вкрапленностью халькопирита, редко галенита.

К штоку щелочных сиенит-порфиров и дайкам лампрофиров левосахаринского комплекса приурочено проявление колумбита, паризита, ксенотима и перовскита Трубка, локализованное в северной части Габбро-Батракского рудного поля. В анкеритовых метасоматитах установлена микроскопическая вкрапленность перечисленных минералов.

С метасоматическими доломитами анкеритового состава и даек лампрофиров левосахаринского комплекса связаны вторичные геохимические ореолы и потоки рассеяния ниобия, концентрирующиеся в узкой субмеридиональной полосе на продолжении Лединской рудной зоны в бассейн р. Сетанья [Объяснительная записка к ГК Р-53-XXX, Горлова, 2005].

В дайках лампрофиров Левосахаринского комплекса установлены содержания золота до 0,2 г/т (Лединская рудная зона). В отдельных пробах в них

отмечаются микроскопические (0,0004 мм) выделения самородного золота [Объяснительная записка к ГК Р-53-XXXVI, Горлова, 2005].

Кыллахский долеритовый комплекс гипабиссальный (βD_3k) выделен из состава сеттедабанского комплекса А. Л. Коноваловым и А. П. Кропачевым [Карта геологических формаций Южного Верхоянья, Коновалов, 2004]. Его петротипом считаются дайки бассейна р. Юдома (О-53-V, VI, прил. 7), расположенные южнее рассматриваемой территории. К интрузиям этого комплекса относится большинство меридионально ориентированных даек долеритов, распространенных в Кыллахской тектонической зоне. Локально к нему могут относиться и некоторые силлы и дайки, распространенные в Сетте-Дабанской тектонической зоне непосредственно вблизи границы с Кыллахской [Худолей и др., 2009; Chamberlain et al., 2018]. Дайки крутопадающие простой плитообразной формы, протяженностью до 75 км и мощностью до 10–20 м. Наиболее протяженные дайки прослеживаются в пределах Кербинского нагорья и на западном склоне Горностахской цепи. Дайки размещены среди рифейских, вендских и ордовикских отложений. Контакты с вмещающими породами четкие. В зависимости от мощности тел и типа вмещающих пород ширина зон контактово-гидротермального метаморфизма колеблется от 0,3 до 3 м. Карбонатные породы около даек подвержены осветлению, мраморизации, хлоритизации. Песчаники и аргиллиты биотитизированы, хлоритизированы, эпидотизированы. В них появляются микролепидобластовая, микропойкилитовая, порфиробластовая структуры.

Дайки сложены долеритами и оливиновыми долеритами. Породы темно-коричнево-зеленоватые, массивной текстуры. Структура долеритов средне-мелкозернистая долеритовая, пойкилоофитовая габбродолеритовая, часто порфириовидная. Состав долеритов: плагиоклаз – 40 %, пироксен (авгит, диопсид) – 33 %, оливин – 0–8 %. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом. Акцессорные минералы – апатит, циркон; рудные – ильменит, магнетит, пирит (до 10–15 %). По сравнению с долеритами сеттедабанского комплекса, расположенными в Сетте-Дабанской тектонической зоне, кыллахские долериты в меньшей степени подвержены вторичным изменениям.

По петрохимическим характеристикам долериты кыллахского комплекса принадлежат к нормальному петрохимическому ряду с натриевым и калиево-натриевым типами щелочности. Химический состав долеритов приведен в табл. 11.

Комплекс принадлежит к габбродолеритовой формации.

Геологические наблюдения не позволяют установить возраст комплекса. Возраст долеритов кыллахского комплекса определяется изотопно-геохронологическими датировками, полученными несколькими методами. Sm-Nd методом по изохроне при датировке трех проб из долеритов даек, расположенных на правобережье р. Юдома (О-53-V), по породе, пироксену и плагиоклазу получены геохронологические датировки 374 ± 31 , 372 ± 20 и 338 ± 55 млн лет [Кропачев и др., 2000ф], U-Pb методом SHRIMP по бадделиту – 378 ± 29 млн лет [Худолей и др., 2009], по циркону – $373,0 \pm 3,5$ млн лет (лаборатория ВСЕГЕИ, 2016), по апатиту – 383 ± 58 млн лет (лаборатория ВСЕГЕИ, 2017). Возраст кыллахского комплекса принят позднедевонским.

Химический состав долеритов кыллахского комплекса

№ п/п	1	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	46,7	46,6	48,98	48,25	46,1	49,6	48,2	46	48,20
TiO ₂	2,06	3,6	1,73	1,76	3,92	13	2,25	3,77	2,37
Al ₂ O ₃	14,9	13,8	15	14,61	12,5	2,52	14,6	14,1	17,80
Fe ₂ O ₃	3,7	5,7	3,31	6,32	8,64	6,26	3,35	2,96	11,6
FeO	10,1	8,33	8,82	7,12	8,14	9	9,87	10,9	
MnO	0,2	0,21	0,22	0,2	0,25	0,24	0,21	0,21	0,16
MgO	6	5,95	6,19	6,51	5,74	4,82	6,46	6,12	3,82
CaO	10,04	9,08	9,92	11,74	9,86	7,13	10,7	8,52	9,91
Na ₂ O	2,72	2,14	2,36	2,41	2,14	2,42	2,43	2,86	2,87
K ₂ O	0,83	1,42	0,99	0,38	0,8	1,7	0,59	1,92	0,89
P ₂ O ₅	0,19	0,57	0,14	0,13	0,27	0,21	0,19	0,65	0,23
ппп	2,8	1,62	2,21	1,21	0,8	3,13	1,25	1,83	2,10
Сумма	100,24	99,02	99,87	100,64	99,16	100,03	100,11	99,85	99,90
V	432	422	437,93	410,85	672	487	413	434	219,00
Cr	93,4	н/о	274,59	165,52	н/о	н/о	н/о	н/о	10,40
Co	46,9	н/о	44,25	47,82	н/о	46,7	48	46,4	30,30
Ni	68,6	61,1	88,95	81,3	50,1	54,7	82,6	59,1	9,98
Rb	18,4	28,1	40,82	9,28	20,1	45	15,3	31,8	32,40
Sr	203	454	301,67	207,25	600	224	219	780	17,40
Y	34	35,5	27,69	27,56	38,3	45,4	32,3	33,7	6,40
Zr	109	206	103,01	116,41	173	171	136	217	15,30
Nb	7,89	23,5	7,95	6,98	23,8	17,2	13	41,1	25,80
Cs	1,05	2,99	19,93	17,65	0,89	2,18	0,53	0,55	н/о
Ba	143	548	990,85	245,97	175	245	133	796	211,00
La	9,18	27,9	7,94	6,94	19,2	19,3	12,2	34,9	15,50
Ce	22,1	68,6	н/о	н/о	47,2	43,4	27,9	78,9	35,10
Pr	3,16	9,08	н/о	н/о	6,34	5,78	3,93	10,7	4,66
Nd	15,2	41,8	15,96	14,49	27	25,8	17,4	46,1	21,70
Sm	4,62	9,52	4,45	4,24	6,32	6,29	4,72	9,29	5,40
Eu	1,52	2,76	1,65	1,69	2,05	2,01	1,73	3,37	1,85
Gd	4,81	8,03	5,51	5,35	6,35	7,48	5,63	8,57	6,03
Tb	0,97	1,36	0,91	0,93	1,19	1,25	0,94	1,23	0,87
Dy	6,4	7,07	6,49	6,24	7,13	7,78	5,75	6,51	5,52
Ho	1,32	1,29	1,29	1,35	1,42	1,66	1,17	1,21	1,08
Er	3,85	3,91	3,81	3,91	4,45	4,58	3,36	3,26	3,13
Tm	0,49	0,51	0,52	0,54	0,6	0,67	0,47	0,43	0,46
Yb	3,25	3,28	3,6	3,52	3,96	4,33	2,9	2,74	2,50
Lu	0,53	0,46	0,38	0,47	0,6	0,67	0,45	0,39	0,40
Hf	3,49	5,25	2,77	2,95	4,27	4,74	3,74	5,58	4,48
Ta	0,63	1,44	0,56	0,5	1,58	1,07	0,73	2,52	1,18
Th	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	4,43	2,56	4,31	1,94
U	0,84	2,28	0,73	0,81	2,27	3,86	1,42	2,3	0,53

1–11 – долериты; 1 – дайка, р. Сахара; 4, 5–6 руч. Бас-Дюкат; 7 – руч. Хара-Сала; 8–10 – р. Аллах-Юнь; 11 – р. Белая; 1–10 – материалы А. П. Кропачева и собранные по листу Р-53, 1995–2017 гг.; 11 – материалы А. К. Худолея. Данные силикатного анализа по пороодообразующим окислам приводятся в вес. %, содержания микроэлементов – в г/т (лаборатория ВСЕГЕИ, 2015, 2016).

Каменноугольные магматические образования

Ольчанский габбро-долеритовый комплекс гипабиссальный ($v\beta C_{ol}$, βC_{ol}) выделен А. В. Сагиром и А. П. Бабичем в 1996 г. [Сагир, 1996]. Комплекс представлен немногочисленными силлами, штоками и дайками, сложенными долеритами, установленными на севере хр. Сетте-Дабан в верховьях р. Ольчан, левого притока р. Томпо (петротип комплекса, прил. 7), в бассейне р. Менкуле (P-53-V), в междуречье Бурхала–Муол (P-53-XXIV) и на правом берегу р. Курпанджа.

Силлы по отношению к вмещающим их нижнекаменноугольным отложениям (курахская толща) имеют как согласное, так и пологосекущее залегание. Мощность их достигает 180 м, протяженность – 3 км. Дайки по мощности не превышают 50 м, а по протяженности – 1,5 км; падение их близвертикальное. Контакты с вмещающими породами четкие, крутые. Вмещающими породами сложена терригенно-карбонатная нижнекаменноугольная курахская толща, включающая прослои и пачки кремнистых пород, туфосилицитов, калькаренитов. Вмещающие породы вдоль контактов изменены – известняки на первые десятки метров мраморизованы, их глинистая примесь преобразована в хлорит-серицитовый агрегат с включением лейкоксена и гидроокислов железа, кремнистое вещество преобразовано в гранобластовый кварц. Алевролиты вдоль контакта мощностью 0,2–1,5 м преобразованы в альбит-кварц-актинолитовые сланцы, осветлены, имеют светлый зеленоватый оттенок.

Макроскопически долериты представляют собой темно-зеленую массивную средне-крупнозернистую породу. Структура пород офитовая и гипидиоморфнозернистая, в приконтактной зоне – микроофитовая. Для центральных частей штоков характерны средне-мелкозернистые габбро-офитовые структуры, для даек и эндоконтактных частей штоков – офитовые структуры, редко пойкилоофитовые. Минеральный состав долеритов (%): плагиоклаз – 45–60, клинопироксен – (авгит) – 30–50, кварц, микрографические сростания кварца и калиевого полевого шпата – от 3–5 до 12–15; из аксессуаров присутствуют апатит – 1–2, редкие зерна рутила, титанита. Рудные минералы представлены титаномagnetитом, ильменитом – 2–10 %.

Породы подвержены интенсивным постмагматическим изменениям, обусловленным сосюритизацией плагиоклаза, амфиболитизацией клинопироксена, пелитизацией калиевого полевого шпата, карбонатизацией, что отражается в повышенных содержаниях потерь при прокаливании (*ппп в табл. 12).

Породы относятся к нормальному петрохимическому ряду и характеризуются натриевым, калиево-натриевым типом щелочности [Объяснительная записка P-53-XXIV, Горлова, 2005; Додин, 1986]. Химический состав пород комплекса приведен в табл. 12. Породы комплекса относятся к габбродолеритовой формации.

Раннекаменноугольный возраст комплекса достаточно условен. В верховьях р. Ольчан и в других местах силлы и дайки прорывают и метаморфизуют отложения визейского яруса (курахская толща), но нигде не установлены среди отложений серпуховско-среднекаменноугольной хатынахской свиты, залегающей в основании терригенного верхоянского комплекса. Изотопно-геохронологический возраст долеритов ольчанского комплекса получен U-Pb методом SHRIMP по апатиту – 360 ± 32 млн лет (лаборатория ВСЕГЕИ, 2017). В верхнем значении это определение совпадает с возрастом дайковых тел, определенным по геологическим признакам.

Химический состав пород ольчанского комплекса

Проба №	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	51,13	49,08	51,5	49,38	47,6	47,8	44,8	52,1	45,6	44,8	49
TiO ₂	1,66	1,617	1,75	1,498	3,44	3,66	3,34	1,32	1,82	3,12	2,31
Al ₂ O ₃	14,58	13,47	15,7	14,39	13,1	11,48	14	10,9	12	12,1	13,25
Fe ₂ O ₃	13	13,52	4,5	12,18	5,91	3,05	0,08	1,29	0,86	4,82	2,38
FeO			6,66		12,36	16,1	14,67	10,71	12,5	10,06	10,34
MnO	0,179	0,1452	0,13	0,1691	0,27	0,28	0,23	0,21	0,16	0,22	0,23
MgO	7,562	7,888	6,84	7,065	3,04	3,38	5,76	6,25	5,87	6	7,62
CaO	4,083	6,781	2,41	8,597	7,88	8,13	8,33	8,25	7	6,5	7,12
Na ₂ O	3,493	3,485	3,02	3,119	2,12	1,75	3,12	3,62	2,42	3,27	3,82
K ₂ O	1,171	1,236	1,85	1,502	1,4	2	1,4	0,51	0,67	0,33	0,05
P ₂ O ₅	0,1771	0,1753	0,14	0,1694	0,36	0,54	0,6	0,14	0,23	0,36	0,25
ппп*	3,01*	2,74	5,5*	2,08	1,86	1,46	3,2*	3,57*	9,51*	8,59*	4,03*
Сумма	100,04	100,13	100	100,14	99,56	99,43	99,62	98,77	98,67	100,17	100,04
V	338	336	344	337	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Cr	114	н/о	131	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Co	41,7	37,6	39,4	43,9	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Ni	25,8	23	28,5	72,5	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Rb	18,1	17,4	23,6	29,1	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Sr	247	364	293	359	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Y	27,2	26,5	24,2	26,5	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Zr	99,9	105	98,6	105	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Nb	5,63	7,57	5,05	7,15	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Cs	0,63	0,46	0,46	0,59	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Ba	432	414	851	357	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
La	10,9	10,6	10,9	10,3	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Ce	24,8	24,1	24,7	23,4	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Pr	3,5	3,38	3,47	3,26	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Nd	15	15	15,2	14,6	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Sm	4,09	3,75	3,94	3,85	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Eu	1,33	1,47	1,2	1,33	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Gd	4,67	4,35	4,35	4,27	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Tb	0,79	0,76	0,71	0,78	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Dy	5,01	4,89	4,61	4,85	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Ho	1,03	0,96	0,93	0,98	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Er	2,97	2,73	2,66	2,75	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Tm	0,42	0,42	0,38	0,41	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Yb	2,79	2,82	2,5	2,56	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Lu	0,43	0,41	0,38	0,4	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Hf	2,86	2,95	2,79	3,17	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Ta	0,4	0,43	0,37	0,44	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Th	1,4	1,21	1,31	1,24	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
U	0,33	0,3	0,33	0,34	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о

1–4 – долериты дайки р. Ольчан (лаборатория ВСЕГЕИ, 2016); 4–11 – долериты и габбро-долериты. 4–7 – бассейны рек Ольчан и Курпанджа (Р-53-V) – Л. И. Ковалев, 1998; 8–11 – бассейны рек Бурхала и Муол [Объяснительная записка, Р-53-XXIV, Горлова, 2005]. Данные силикатного анализа по породообразующим окислам приводятся в вес. %, содержания микроэлементов – в г/т.

*содержания ппп повышены в карбонатизированных породах.

Пермско-триасовые магматические образования с неустановленной комплексной принадлежностью

Представлены немногочисленными дайками и sillами долеритов, габбродолеритов, прорывающими вендские и палеозойские осадочные образования в районе р. Вост. Хандыга и рифейско-палеозойские южнее рассматриваемой территории, в бассейнах рек Хамна, Юдома, Мая. По данным А. Е. Соболева [Соболев, 1995], дайки имеют мощность 1–5 м, протяженность – до 1,5 км, падение даек южное, крутое (75–85°). Некоторые из них пересекают со смещением близмеридиональные долеритовые дайки сеттедабанского комплекса.

Долериты и габбродолериты этой группы, по данным А. Е. Соболева, имеют более кайнотипный облик по сравнению с сеттедабанскими долеритами. Это темно-серые породы с массивной, участками такситовой и директивной текстурами. Минеральный состав долеритов: плагиоклаз – 45–50 %, моноклинный пироксен (авгит) – 35–40 %, кварц – 0,5–1 %, микропегматит – до 0,5 %, рудные минералы (ильменит и титаномагнетит) – 5–7 %, акцессорные минералы – титанит, апатит, вторичные минералы (кварц, биотит, амфибол, хлорит, эпидот) – 5–10 %.

Химический состав пород образований приведен в табл. 13. Породы относятся к нормальному петрохимическому ряду и характеризуются натриевым типом щелочности.

Изотопно-геохронологический возраст долеритов получен К-Аг методом для дайки бассейна р. Ариавкан и составляет 276 ± 11 млн лет по плагиоклазу и 222 ± 30 млн лет по калиевому полевому шпату [Соболев, 1995]. Для долеритов района р. Вост. Хандыга этим же методом получены датировки в 215, 233, 250, 267, 274, 279 млн лет [Соболев, 1977].

Таблица 13

Химический состав пермско-триасовых долеритов

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
1	48,22	2,24	13,59	3,91	9,06	0,21	6,22	9,33	2,61	0,97	0,24	3,44	100,04
2	48,24	2,70	13,99	2,89	10,71	0,20	6,25	9,68	2,44	0,82	0,27	1,58	99,77
3	48,01	1,35	15,20	2,81	9,74	0,21	6,63	10,21	2,00	0,66	0,16	3,07	100,05

1, 2 – дайки долеритов; 3 – sillы долеритов; 1–3 – данные А. Е. Соболева и Г. К. Шнай, 1 – р. Мая, 2 – р. Вост. Хандыга, 3 – верховья рек Тукулан и Сегимне.

Описанные выше образования немногочисленны, к настоящему времени недостаточно изучены и не выделяются в качестве самостоятельного комплекса.

Раннемеловые магматические образования

Анчинский лампрофирово-диоритовый комплекс гипабиссальный (δл,χК,а) представлен массивом диоритов (δК,а) и дайками диоритов (δК,а), диоритовых порфиритов (δлК,а) и лампрофиров (χК,а) диоритового ряда (спессаритов и керсантитов), прорывающих пермские отложения. Выделен И. Г. Волкодавом в 1984 г. [Волкодав, 1984]. В качестве петротипа комплекса

описана группа даек, изученная Ю. П. Ворониным (1966 г.) в бассейне р. Задержная (левобережье р. Аллах-Юнь) на территории соседнего к востоку листа Р-54-XXV. Породы относятся к диорит-лампрофировой формации.

На территории листа размещен только один шток – Климовский, расположенный в верховьях правого притока руч. Минор и сложенный диоритами. Он вытянут в западно-северо-западном направлении на 400 м, ширина его – 20–100 м. Вмещающими породами являются нижнепермские бонсолчанская и ырчакская свиты. Контакты интрузий с вмещающими породами четкие и ровные. Мощность контактово-измененных пород, превращенных в кварц-мусковит-роговообманковые роговики вблизи даек, не превышает нескольких метров, у штоков достигает 30 м.

Дайки формируют пояса преимущественно северо-западного простирания. Мощность их варьирует от десятков сантиметров до 20–30 м, протяженность – от сотен метров до 1–1,5 км. Дайки представляют собой плитообразные крутопадающие тела с четкими, прямыми, реже извилистыми контактами. Породы комплекса имеют палеотипный облик за счет широкого развития в них вторичных минералов.

Диориты – массивные темно-серые породы с крупно- и среднезернистой гипидиоморфнозернистой структурой, с элементами призматическизернистой и микропегматитовой. Главными порообразующими минералами являются плагиоклаз (30–60 %), роговая обманка (30–50 %), кварц (3–10 %), калиевый полевой шпат (5–7 %). Из аксессуаров присутствуют апатит, биотит, титанит. Вторичные минералы – хлорит, карбонат, серицит, в меньшей степени эпидот, клиноцоизит. В измененных породах присутствует альбит-олигоклаз, роговая обманка замещается хлоритом и карбонатом. В штоках среднезернистые диориты слагают центральные части тел; к периферии они постепенно сменяются мелкозернистыми, иногда порфиroidными разностями, а в эндоконтактной зоне местами переходят в типичные спессартиты.

Диоритовые порфириты – серые и зеленовато-серые мелкозернистые массивные породы с порфиroidной структурой. Минеральный состав (%): плагиоклаз (70–80), роговая обманка (8–12), биотит (5–8), кварц (1–3), пироксен – 1. Акцессорные – апатит. Вторичные минералы представлены хлоритом, карбонатом, эпидотом, иногда полностью замещающими цветные минералы.

Лампрофиры (спессартиты, керсантиты, одиниты) имеют ограниченное распространение. Лампрофиры – серые, темно-серые мелко- и среднезернистые породы с лампрофировой, гипидиоморфнозернистой, панидиоморфнозернистой и призматической структурами. По минеральному составу фенокристаллов среди группы лампрофиров выделяются амфиболовые (спессартиты), биотитовые (керсантиты) и амфибол-пироксеновые (одиниты) разновидности. Минеральный состав (%): плагиоклаз – 25–50, роговая обманка – 35–65, биотит – 5–30, пироксен – 0–20, кварц – 0–5, калиевый полевой шпат – 0–5, акцессорные минералы – апатит, титанит, вторичные минералы – серицит, карбонат, хлорит, эпидот – 10–12.

Химический состав пород приведен в табл. 14. Породы относятся к нормальному петрохимическому ряду и характеризуются натриевым, калиево-натриевым типом щелочности.

Химический состав пород анчинского комплекса

Окислы, %	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
1	52,02	0,94	14,65	0,97	5,53	0,13	7,25	6,75	2,26	2,09	0,31	6,77	99,67
2	51,29	0,86	13,03	2,72	5,14	0,16	9,42	8,25	2,61	2,49	0,52	3,07	99,56
3	59,00	0,67	19,70	2,80	1,98	0,08	1,59	5,58	7,20	0,34	0,43	1,42	100,95
4	55,20	0,65	15,15	0,56	5,75	0,12	8,53	5,54	3,36	1,37	0,16	2,38	98,93

1 – габбродиорит, дайка; 2 – спессартит, дайка; 3 – кварцевый диоритовый порфир, дайка; 4 – диорит, штوك 1–2 – [Карта геологических формаций Южного Верхоянья, Коновалов, 2004]; 3–4 – Р-54 [Краснопольский, 1988].

Раннемеловой (берриасский) возраст пород анчинского комплекса принимается на основании того, что дайки и массивы комплекса являются пост-складчатыми образованиями [Андриянов, 1973; Андриянов, 1983; Казакова, 2013]. Верхний возрастной предел комплекса ограничивается временем становления нижеаптских гранитоидов уэмяхского комплекса (Уэмяхский и Тарбаганахский массивы), срезающих и метаморфизующих дайки диоритов, а также содержащих ксенолиты лампрофиров анчинского комплекса [ГК, серия Юдомская, лист Р-54-ХІІІ; Гринберг, 1970; Индолев 1965; Тектоника и геодинамика, 2001].

Изотопный возраст получен К-Аг методом по валу и амфиболу для дайки спессартита, расположенной на соседней восточной территории в верховьях р. Белая (Р-54-ХІХ), он равен 147 ± 8 млн лет [Объяснительная записка, Р-54-ХІХ, Горлова, 2005].

С телами анчинского комплекса нередко пространственно ассоциируют золотосодержащие кварцевые жилы гидротермально-метаморфогенного происхождения, часть из которых метаморфизована и срезана массивами более позднего раннемелового уэмяхского комплекса [Казакова, 2013].

Уэмяхский комплекс гранит-гранодиоритовый плутонический ($\gamma\delta K_{\mu}$) распространен весьма ограниченно, представлен штоком гранодиоритов, расположенным вблизи восточной границы рассматриваемой территории между руч. Сред. и Нижн. Сулаки (левобережье р. Аллах-Юнь). Дайки на данной территории не распространены. Петротип комплекса – Уэмяхский массив – расположен восточнее границы листа Р-53, на территории листа Р-54-VІІІ [Сагир, 1996].

Единственный штук, расположенный на листе Р-53, имеет овальную форму, размеры 60×100 м, сложен гранодиоритами, которые прорывают и метаморфизуют отложения среднего и верхнего карбона (экачанская свита). Развивающиеся в экзоконтакте штока роговики по алевролитам имеют сланцеватую и очковую текстуру, а по песчаникам – однородно-массивную.

Гранодиориты массивные среднезернистые, с гипидиоморфнозернистой структурой, состоят (%) из плагиоклаза (олигоклаз, олигоклаз-андезин) – 65, полевого шпата – 10, кварца – 10, биотита и мусковита – 10 [Старников, 1989]. Акцессорными минералами являются апатит и рутил. Вторичные из-

менения выражены слабой хлоритизацией, пелитизацией, развитием карбоната, серицита и бурых гидроокислов железа.

В табл. 15 приведены химические составы пород уэмяхского комплекса из массивов, расположенных в непосредственной близости к рамке листа на соседнем с востока листе Р-54. По петрохимическим характеристикам породы комплекса принадлежат к семейству гранодиоритов, породы относятся к нормальному петрохимическому ряду и характеризуются калиево-натриевым типом щелочности.

Т а б л и ц а 15

Химический состав пород уэмяхского комплекса

Окислы, %	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
1	64,9	0,57	14,95	0,95	3,36	0,08	2,87	4,39	4,05	3,16	0,27	1,87	101,42
2	67,74	0,37	14,96	–	3	0,04	1,89	3,56	3,54	3,98	0,11	0,31	99,5
3	67,52	0,31	16,38	0,24	2,69	0,03	1,58	4,19	5,08	1,44	0,06		99,52
4	64,42	0,7	15,78	0,75	4,04	0,07	2,19	4,34	3,72	3,21	0,17	1,26	100,65
5	64,9	0,61	17,6	0,46	3,23	0,07	1,48	3,91	4,19	2,15	0,16	0,78	99,54
6	64,26	0,55	15,51	0,59	4,76	0,11	1,84	3,84	3,8	3,12	0,27	0,86	99,51
7	66,12	0,44	16,47	0,62	2,63	0,06	1,52	3,18	4,31	3,8	0,22	1,26	100,63
8	65,7	0,68	16,65	0,1	4,17	0,05	1,67	4,14	4,3	1,49	0,26	0,94	100,15

1–8 гранодиориты. 1 – Уэмяхский массив, 2 – Тарбаганахский массив [Гринберг, 1970; Ненашев, 1974]; 3 – Ухабский (Курдатский) массив; 4 – Желиндинский массив [Гринберг, 1970]; 5 – Белогорский массив (Р-54-ХІХ) – [Краснопольский, 1988]; 6 – Курумский массив (Р-54-ХІV) – по данным Г. Н. Гомянина, 1963; 7 – Дыбинский массив (Р-54-ХІІІ) – И. Г. Волкодав, 1972; 8 – Верхнетерехтяхский массив (Р-54-ІІ) – по данным М. Е. Ерошенко, 1981 [Геологическая карта Якутии, 1995]; Данные силикатного анализа по пороодообразующим окислам приводятся в вес. %, содержания микроэлементов – в г/т.

Формирование пород, распространенных на изучаемой территории, вероятно, синхронно образованию массивов уэмяхского комплекса, расположенных на территории листа Р-54 и принимается раннемеловым на основании следующих геологических данных: 1) массивы комплекса не затронуты процессами регионально-дислокационного метаморфизма; 2) срезают раннемеловые дайки анчинского комплекса; 3) прорывают нижнемеловые андезиты и дациты учуликанской свиты; 4) сами прорваны небольшими штоками кварцевых монцонитов и монцодиоритов ранне-позднемелового среднеюдомского комплекса и дайками позднемелового огонекского комплекса. Изотопно-геохронологические данные большей частью соответствуют раннему мелу. Наиболее современные из них, выполненные ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом, свидетельствуют, что закрытие К-Аг системы биотита, роговой обманки и калишпата из гранодиоритов Уэмяхского массива произошло соответственно в $123,3 \pm 0,4$, $122,7 \pm 0,5$ и $114,4 \pm 0,4$ млн лет [Layer et al., 2001], биотита из гранодиоритов Тарбаганахского массива – в $119 \pm 0,5$ млн лет [Prokoriev, 2009]. Данные U-Pb возраста цирконов из Уэмяхского плутона составили $120,4 \pm 0,6$ млн лет, Тарбаганахского 123 ± 1 млн лет [Prokoriev, 2009]. Таким

образом, возрастной диапазон формирования уэмяхского комплекса достаточно узкий и отвечает скорее всего аптскому веку, возможно, частично концу неокома [Легенда Верхояно-Колымской серии, 2003].

В гранитоидных массивах соседнего листа (Р-54) широко развиты сульфидизированные зоны брекчирования, грейзенизации, окварцевания и турмалинизации, с которыми связаны проявления и пункты минерализации полиметаллов, молибдена, вольфрама, олова, золота, серебра, меди.

Позднемеловые магматические образования

Огонекский комплекс лампрофировый гипабиссальный (χK_{20}) представлен единичными дайками лампрофиров среднего состава (керсантиты, спессартиты), выявленными в правых притоках р. Аллах-Юнь (ручьи Оночалах, Хотун, Хочулукан). Породы комплекса принадлежат к формации лампрофиров. Дайки лампрофиров этого возраста впервые описаны М. К. Силичевым (1971 г.) на площади Огонекского рудного поля, в объеме Огонекского комплекса они были выделены И. Г. Волкова (1984 г.). В петротипической местности на площади Огонекского рудного поля, примыкающего к левому берегу р. Юдома, в бассейне р. Джайканга (О-54-I) наиболее полно охарактеризованы М. Г. Афанасьевым, Д. Н. Кораблевым, В. С. Краснопольским, Н. Г. Андрияновым [Афанасьев, 1987; Кораблев, 1987; Краснопольский, 1988; Андриянов, 1983].

Дайки комплекса – маломощные (0,1–1 м) и непротяженные (до 200 м) крутопадающие ($70\text{--}85^\circ$) тела, ориентированные в северо-западном направлении. Вмещающими породами являются отложения среднего, верхнего карбона и нижней перми. Цвет пород зеленовато-серый, текстура массивная.

Керсантиты темно-серые до черных, буровато-серые мелкозернистые породы с лампрофировой и гипидиоморфнозернистой структурой и состоят из вкрапленников биотита, погруженных в агрегат из мелкочешуйчатого серицита, альбита, карбоната, лейкоксена. Пироксен замещен хлоритом и карбонатом; рудные минералы представлены пиритом и тонкими иголочками саггиты [Объяснительная записка к ГК Р-53-XXX, Горлова, 2005].

Спессартиты характеризуются порфировой структурой с микропризматическизернистой основной массой. Порфировые выделения сложены сильно разложенными зернами цветного минерала и кварца. Основная масса состоит из идиоморфных зерен роговой обманки, измененного плагиоклаза. Аксессуары представлены апатитом, сфеном, рудные – пиритом. Из вторичных минералов развиты серицит, хлорит, карбонат, лейкоксен. Терригенные породы, вмещающие лампрофиры, ороговикованы на мощность в несколько сантиметров.

Химический состав пород комплекса приведен в табл. 16. По химическому составу породы комплекса принадлежат к группе основных пород умеренно-щелочного ряда.

Химический состав пород огонекского комплекса

Окислы, %	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
1	51,97	0,88	13,33	1,17	4,08	0,13	6,02	5,92	3,64	1,78	0,43	?	89,35
2	48,8	0,16	15,2	1,15	6,29	0,17	10	7,03	3,22	1,88	0,12	4,13	98,15
3	51,03	1,36	13,31	2,24	4,92	0,12	4,45	6,29	2,84	4,8	1,24	6,95	99,55
4	51,29	0,89	13,03	2,72	5,14	0,16	9,42	8,25	2,61	2,49	0,52	3,07	99,59

1, 3 – керсантиты; 2,4 – спессартиты; 1, 2 – верховья р. Кенне, руч. Гусиный, руч. Пан (Р-54-XIX) – М. Г. Афанасьев, А. Л. Горлова [ГК, лист Р-54-XIX]; 3,4 – Огонекское рудное поле (петротип); бассейн р. Джайканга, правого притока р. Юдома (О-54-I) [Сагир, 1996ф].

Дайки огонекского комплекса на территории соседнего листа Р-54 рассекают отложения верхоянского терригенного комплекса, гранодиориты Уэмяхского и Тарбаганнахского массивов. Имеются сведения о прорывании ими лейкогранитов Кютепского и Дарлерчанского массивов [Тектоника ..., 2001], относящихся к кютепскому комплексу. Кроме того, в дайках лампрофиров отмечены ксенолиты гранитоидов уэмяхского комплекса [Гринберг, 1970]. На основании этих данных, возраст комплекса устанавливается позднемеловым (послекютепским). Для даек, распространенных на территории листа Р-54, имеются определения изотопно-геохронологического возраста лампрофиров, полученные К-Аг методом, большинство из них показывают датировки в 75–85 млн лет [Кораблев, 1987].

Ассоциированные с комплексом даек полезные ископаемые не выявлены. М. К. Силичев установил, что дайки вогезитов и камптонитов на территории Огонекского рудного узла пересекают и смещают как отдельные золотоносные кварцевые жилы с убогой сульфидной минерализацией, так и целые системы таких жил.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На изученной территории развиты регионально-метаморфические, дисла-
кационно-метаморфические и контактово-метаморфические образования, а
также метасоматические породы разных типов.

Регионально-метаморфические образования представлены породами
фундамента Сибирской платформы метаморфизованными в гранулитовой,
амфиболитовой и зеленосланцевой фациях, распространенных в образова-
ниях архея. Архейские породы вскрываются в Хочомской и Мокуйской сква-
жинах, расположенных в центральной и юго-западной частях листа в преде-
лах Сибирской платформы (рис. 7). В строении фундамента территории листа
выделяются Лено-Алданский палеопротерозойский орогенный пояс (ЛА),
палеопротерозойский тоналит-трондьемито-гнейсовый Тырынский террейн
(ТР), часть палеопротерозойского Батомгского гранит-зеленокаменного тер-
рейна (БТ), палеопротерозойский Учурский гранулит-парагнейсовый террейн
(УЧ), входящий в состав Хапчано-Учурского гранулитового пояса. Вопросы
строения фундамента рассмотрены в гл. «Тектоника».

Лено-Алданский позднепротерозойский орогенный пояс сложен гранули-
тами. Эти образования вскрыты в Нижнеалданской, Ивановской и Мокуйской
скважинах на западе листа, в фундаменте Сибирской платформы. Глубина за-
легания Ивановской скважины – 3508–3625 м [Александрова, 1988; Алексан-
дрова, 1986; Батаисанова, 1985, Горнштейн, 1955]. В керне Ивановской сква-
жины под пермскими отложениями были вскрыты кристаллические породы,
представленные биотитовыми и биотит-мусковитовыми микрогнейсами, ме-
тапесчаниками, кварцитосланцами, гранат-амфиболовыми кристаллическими
сланцами, степень метаморфизма которых отвечает условиям зеленосланцевой
и эпидот-амфиболитовой фаций [Смелов, Зедгенизов, Тимофеев, 2001].

Принадлежность пород к гранулитовой фации метаморфизма определяет-
ся их своеобразными гранулитовыми текстурами и характерными высоко-
температурными парагенетическими ассоциациями минералов. Для кристал-
лических сланцев основного состава наиболее распространенными ассоциа-
циями являются плагиоклаз–роговая обманка–гиперстен–диопсид; плагио-
клаз–роговая обманка–гиперстен; плагиоклаз–роговая обманка. Наиболее
распространенными породами архейского метаморфического комплекса яв-
ляются пироксен-амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы, биотит-
гранатовые, биотит-гиперстеновые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы,

биотитовые плагиограниты и гранитогнейсы. Реже встречаются мигматиты, кварциты и амфиболиты. Породы часто милонитизированы.

Тыринский палеопротерозойский террейн, занимающий центральную часть листа, выделен на основании аэромагнитных данных и, возможно, является продолжением Батомского террейна [Smelov, Timofeev, 2007]. Образования террейна вскрыты Хочомской скважиной. Глубина залегания архейских отложений в Хочомской скважине – 2029–2072 м. В ней вскрыты тоналиты, трондьемиты, гнейсы гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

На западе территории листа протягивается фрагмент Учурского гранулитопарагнейсового террейна. В составе пород, слагающих террейн, преобладают паропороды, представленные двупироксен-амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, мраморами и кальцифирами, гранат-биотитовыми плагиогнейсами и гнейсами, высокоглиноземистыми гнейсами.

Расположенный восточнее Батомгский гранит-зеленокаменный составной террейн граничит с Учурским террейном по Улканскому разлому, который трассируется под осадочным чехлом Сибирской платформы по интенсивным положительным линейным магнитным аномалиям. Батомгский гранит-зеленокаменный террейн сложен биотитовыми, гранат-биотитовыми и роговообманково-клинопироксеновыми, гранат-биотитовыми плагиогнейсами и кристаллическими сланцами, среди которых местами присутствуют мраморы и гранатовые амфиболиты. Метаморфизм комплекса соответствует амфиболитовой фации. Породы интенсивно мигматизированы и смяты в складки субмеридионального направления.

Регионально-метаморфические образования зеленосланцевой фации более развиты и охватывают терригенно-карбонатные отложения и магматические породы палеозойского возраста, обнажающиеся на территории листа [Андрианов, 1987]. Наиболее интенсивно процессы регионального метаморфизма проявились вдоль зоны влияния Бурхалинского разлома. Метаморфическими процессами охвачены осадочные отложения разновозрастных стратиграфических уровней, характеризующихся различной литологией. В породах наблюдаются слабосланцеватые свилеватые текстуры; гранобластовые, лепидогранобластовые, гранонематобластовые, гломеропорфи- и порфиробластовые, фибробластовые структуры. В метапелитах наблюдаются тальк-серицитовая и серицит-хлоритовая ассоциации, в карбонатных породах – эпидот-актинолитовая. Метаморфизованные известняки сложены кальцитом, кварцем, альбитом, тальком, серицитом, хлоритом, турмалином, рутилом. Состав тальк-серицитовых сланцев колеблется в широких пределах. В них наблюдаются карбонаты (кальцит, доломит), слюдистые минералы (до 50 %), кварц, альбит, турмалин, рутил, тремолит.

В магматических породах основного состава в дайках, обогащенных карбонатом в результате разложения первичных плагиоклазов, развивается интенсивная сланцеватость. Наряду с карбонатом в породах широко (до 50 %) развит зеленый хлорит, реже серицит, которые слагают как мелкочешуйчатые порфиробластовые стяжения, так и рассеяны в массе породы, локализуясь в основном вдоль плоскостей сланцеватости, подчеркивая сланцеватые текстуры. Наибольшим вторичным преобразованиям подверглись долериты силлов

в бассейне р. Лев. Сахара, где на некоторых участках они переработаны в аподолеритовые сланцы или амфиболиты.

Дислокационно-метаморфические образования достаточно широко проявлены в восточной части листа, где приурочены к зонам влияния крупных региональных разломов. В результате процессов дислокационного метаморфизма породы девонского возраста интенсивно катаклазированы, бластокатаклазированы, собраны в мелкие складки, рассланцованы и образуют новые структурно-минеральные парагенезы, превращаясь в слюдисто-карбонатные, слюдисто-кварц-карбонатные, карбонатные сланцы с широким развитием порфиробластических структур. В некоторых случаях первичные седиментационные признаки пород практически уничтожены либо распознаются с трудом. Вблизи Аллах-Юньского разлома алевролиты превращены в слюдисто-кварцевые сланцы, а песчаники – в сливные кварциты. Мощность метаморфически измененных пород вблизи Аллах-Юньского разлома достигает 200 м.

В метаморфизованных породах основного состава широко развиваются хлорит и биотит, участками составляющие 50 % объема породы. Появляются тонкоигольчатые бесцветные амфиболы. Для пород характерны гранонематобластовые, порфиробластовые и пойкилогранобластовые структуры. Текстуры обычно массивные, хотя наблюдаются и элементы сланцеватых текстур.

Максимальные Р-Т условия метаморфизма – соответственно 3–6,5 кбар и 500 °С [Симанович, Андрианов, 1994].

Контактово-метаморфические породы связаны с внедрением плутонических и гипабиссальных долеритовых комплексов. Контактово-метаморфические образования представлены роговиками и ороговикованными породами, развитыми главным образом вокруг силлов долеритов и массивов лединского комплекса и гранитоидов уэляхского комплекса. Мощность зон контактового воздействия силлов и даек обычно не превышает 2–3 м. Терригенные ороговикованные породы включают новообразования хлорита, эпидота, серицита, биотита. Роговики, развивающиеся в экзоконтактах штоков гранитов по алевролитам, имеют сланцеватую и очковую текстуру, по песчаникам – однородно-массивную. Они характеризуются порфиробластовыми или лепидобластовыми структурами и сложены кварцем, полевым шпатом, биотитом, кордиритом, порфиробласты переполнены включениями углеродистого вещества. На удалении от контактов интрузий размещаются биотитовые роговики, имеющие лепидогранобластовую мозаичную структуру, массивную текстуру и состоящие из чешуек новообразованного биотита, зерен кварца и полевого шпата. Часто в них присутствуют хорошие кристаллы пирита и серицит. Биотитизированные и серицитизированные вмещающие породы на периферии ореолов сохраняют первичную структуру.

Вопросы датировки метаморфических преобразований рассмотрены в гл. «Тектоника».

Метасоматические образования представлены джаспероидами, гидрослюдистыми метасоматитами, карбонатными метасоматитами, карбонатными, железисто-карбонатными метасоматитами, вторичными (эпигенетическими) доломитами, калишпатитами, эйситами [Карта геологических формаций Южного Верхоянья, Коновалов, 2004].

Джаспероиды и джаспероидизированные породы на территории листа Р-53 имеют ограниченное распространение. Они образуют в бассейне р. Белая (руч. Суордах) среди доломитов токурской свиты венда субпластовое тело мощностью до 15–18 м, прослеженное на 2,5 км, а также на пограничной территории на Юдомо-Хамнинском междуречье (руч. Кыра-Ытыга, Рябиновый, Нюрукан, Туостях), где они приурочены к верхам сарданинской свиты и к пестроцветной свите, где образуют секущие и согласные тела мощностью до 1–3 м и протяженностью в несколько десятков метров. Собственно джаспероиды слагают пластовые линзовидные тела мощностью до нескольких десятков сантиметров, иногда первых метров, с расплывчатыми или достаточно резкими границами. Это породы серого, белого, желто- и буро-серого цветов, плотные или пористые, на 70–90 % состоящие из кварца и содержащие в переменном объеме (от 1–2 до 10 %) пирит, окислы железа, метасоматический, часто железистый карбонат, иногда с примесью серицита. При увеличении количества последнего до 40–80 % джаспероиды сменяются кварц-карбонатными метасоматитами, слагающими обычно их краевые фации. Джаспероиды представлены двумя разновидностями – скрыто-, криптозернистыми и мелко- или среднезернистыми. В последних присутствует кварц пирамидальной и бипирамидальной формы («рисовидный» кварц), отмечены брекчированные разности.

По данным химического анализа, джаспероиды рассматриваемых участков содержат 85–95 % кремнекислоты, 1,5–9 % суммарного железа, небольшой объем СаО (обычно менее 1 %, иногда до 4,5 %); сумма щелочей не превышает 0,2–0,4 % при резком преобладании калия над натрием. В повышенных количествах отмечены Ti (до 1 %), V (до 200 г/т), Cr (до 100 г/т), Co (до 30 г/т), Ni (до 300 г/т), Zn (до 0,2 %), Ag (до 5 г/т), As (до 100 г/т), иногда Nb (до 0,1 %) [Карта геологических формаций Южного Верхоянья, Коновалов, 2004].

Гидрослюдистые метасоматиты описаны в районе р. Бурхала Г. А. Русецкой, А. Л. Коноваловым, А. П. Кропачевым [Русецкая, 1991]. В районе развиты дайки долеритов, спессартитов, рассекающие складчатые карбонатные и терригенно-карбонатные толщи позднего девона – раннего карбона. Осадочные породы тектонизированы: милонитизированы, катаклазированы, гидротермально преобразованы. Долериты осветлены, состоят из хлорита, цоизита, серпентина, альбита, карбоната. Новообразованные гидрослюды занимают в них до 75–85 % объема породы. Аутигенные минералы кремнезема проявлены неравномерно и в незначительном количестве (5–10 %). Для гидрослюдистых метасоматитов характерно сохранение реликтовых структурно-текстурных особенностей исходных пород за счет избирательного замещения тонкочешуйчатым агрегатом бесцветных гидрослюд матрикса. Наиболее благоприятной породой для развития гидрослюдистых метасоматитов являются полосчатые тонкообломочные известковистые или доломитистые алевролиты и алевролитистые доломиты. Гидрослюды представлены тонкочешуйчатыми модификациями калиевого серицита. Пространственное размещение гидрослюдистых метасоматитов контролируется послеверхоянскими региональными дислокациями, они накладываются на породы различного вещественного состава и возраста, характеризующиеся высокой степенью катаклаза или милонитизации.

Карбонатные, железисто-карбонатные метасоматиты, вторичные доломиты распространены достаточно широко и образуют как секущие, так и субсогласные залежи. Последние локализуются на трех стратиграфических уровнях – среднеордовикском, силурийском и девонском. На среднеордовикском уровне они установлены в бассейне р. Леда и междуречье Белая – Лев. Сахара, где приурочены к терригенно-карбонатным отложениям лабыстахской свиты. Метасоматиты и метасоматически измененные породы образуют мощные ореолы доломитизированных и анкеритизированных пород, фиксирующихся на местности ярко-оранжевой, желто-коричневой окраской. Они образуют полосы шириной в несколько сот метров и протяженностью до 10–15 км. Метасоматиты включают многочисленные послойные кальцитовые жилы и вмещают тела карбонатитов, несущих редкометалльно-редкоземельную минерализацию. Геохимически эти породы содержат концентрации ниобия, в сотни раз превышающие литосферный кларк. Формирование рассматриваемых метасоматитов было связано с завершающими фазами развития среднеордовикского лединского щелочно-ультраосновного с карбонатитами комплекса.

Карбонатные метасоматиты силурийского уровня распространены главным образом в северной части Сетте-Дабана (бассейн р. Менкюле, Тыры-Хандыгское междуречье), локализуясь среди глинисто-известняковых отложений таяхской свиты и в доломитах оронской свиты. В сколе они имеют светлую, темную или пятнистую окраску и нередко брекчиевидное строение [Карта геологических формаций Южного Верхоянья, Коновалов, 2004]. Породы ожелезнены, иногда заметно кальцитизированы и окварцованы. Кварц обычно развит в тонких (до 1–2 мм) прожилков, пятен, линзочек. Ожелезнение обусловлено развитием тонкокристаллического пирита и железистого карбоната, при окислении придающих породам желтую или красно-бурую поверхность выветривания. Метасоматиты образуют сложную систему субсогласных и секущих тел, мощность которых варьирует от первых метров до 30–40 м.

Секущие тела, играющие роль соединительных каналов, ориентированы преимущественно в меридиональном, северо-восточном или северо-западном направлениях, совпадая, как правило, с зонами диагональных разрывов и контактами даек долеритов сеттедабанского комплекса. Последние испытывают на себе воздействие метасоматических процессов, участками карбонатизируются и калишпатизируются. Брекчиевидная структура метасоматитов обусловлена наличием реликтов первичных пород овальной, остроугольной формы, представленных известняками и доломитами. Они сцементированы разноминеральным доломитом, образующим ромбоэдри зонального строения, кварцем, опалом. Между доломитовыми зернами встречаются участки (до 4 мм), сложенные крипто- и мелкокристаллической массой карбонат-калишпатитового или калишпатитового состава; отмечен новообразованный анкерит в виде тончайших секущих прожилков и скоплений неправильной формы. Нередко с доломитом в цементе ассоциирует пирит в виде тонких линзочек и прожилков. Он создает в метасоматитах основной объем нерастворимого остатка, количество которого в измененных разностях (по сравнению с вмещающими породами) резко возрастает, достигая иногда 30–50 %. По данным спектрального анализа, в карбонатных метасоматитах устанавливаются повышенные

по сравнению с общим фоном содержания Ti (до 1%), V (до 200 г/т), Co (до 100 г/т), Zn (до 100 г/т), Fe (до 10%). Для слабокалишпатизированных разностей характерны повышенные содержания двуокиси калия (до 2–3%). С метасоматическими брекчиями силурийского уровня связана стратиформная флюоритовая и флюорит-сфалеритовая минерализация [Кропачев, 1982].

Карбонатные метасоматиты девонского уровня наиболее широко развиты на междуречье Белая–Лев. Сахара и по правым притокам р. Аллах-Юнь (ручьи Силур, Паут, Курунг и др.), где приурочены к отложениям розовской, левосахаринской и ширококинской свит. Здесь они образуют согласные с вмещающими породами тела с неотчетливыми границами. Метасоматиты развиваются, вероятно, по известнякам, сохранившимся в единичных фрагментах. В целом они представлены вторичными (эпигенетическими) доломитами желто-серыми в свежем сколе и желто-оранжевыми, красно-бурыми, бурожелтыми на выветрелой поверхности. Породы слабо калишпатизированы и ожелезнены, содержат тонкие линзовидные выделения кремней. Калиевый полевой шпат присутствует в виде единичных, хорошоограненных, призматических кристаллов. Ожелезнение проявлено тонкой вкрапленностью лимонита, гётита. По данным химических анализов, метасоматиты обогащены кремнеземом (до 17–20%), TiO_2 (до 0,5–1%), Al_2O_3 (до 5%), суммарным железом (до 10%), K_2O (до 2,8%).

Вторичные (эпигенетические) доломиты, развитые в ширококинской свите, сложены смешанным агрегатом доломита, анкерита, кварца, щелочного полевого шпата, альбита, тонкочешуйчатого серицита. Породы характеризуются избыточным по отношению к региональному фону содержаниями Ti, V, Ni, Cu, Ga, Mo, Cr, Mn; отмечены единичные повышенные значения Li, Nb, La.

Среди метасоматических доломитов иногда обособляются субсогласные тела доломитовых брекчий, сцементированных крупнозернистым доломитом и кварцем. Термобаргеохимические исследования этих пород, выполненные Е. В. Толмачевой (ВСЕГЕИ), показали наличие в них высокоплотностной жидкой углекислоты с плотностью CO_2 0,95 г/см³. Подобные включения наблюдались в карбонатитах Украинского щита. По плотности CO_2 и температуре разложения эпигенетических доломитов определены Р-Т условия их формирования: 6,5 кбар и 750 °С. Такие термодинамические условия могли существовать на больших глубинах в земной коре либо возникать в условиях взрыва. Исходя из общегеологических данных, структурно-вещественных особенностей брекчий, отсутствию признаков длительных высокотемпературных процессов, взрывной механизм образования доломитовых брекчий представляется более вероятным. По всей вероятности, как брекчии, так и рассматриваемые карбонатные метасоматиты, локализованные в отложениях девона, сформировались в завершающую фазу позднедевонского левосахаринского пикрит-сиенит-карбонатитового комплекса [Кропачев, 2004].

Калишпатиты (калишпатовые метасоматиты) образуют тесную пространственную связь с карбонатными метасоматитами силурийского и девонского уровней. Представлены они маломощными (0,3–0,5 м, редко 1–2 м) согласными, иногда секущими телами тонкоравномернозернистых микроклиновых, доломит-микроклиновых пород, развивающихся главным образом по содержащим примесь туфогенного материала известнякам и доломитам таях-

ской свиты. Иногда они отмечены в виде тонких слойков (до 5–10 см) в карбонатных породах среднего–верхнего ордовика (кулонская, баранинская свиты), девона либо формируют тела линзовидной формы в дайках долеритов сеттедабанского комплекса. Протяженность стратифицированных тел не превышает первых сотен метров. Как правило, они имеют резкую волнистую нижнюю поверхность и постепенный переход вверх в кристаллическо-зернистую доломитовую породу. В секущих телах карбонатных метасоматитов, трассирующих разрывные нарушения, калишпатиты слагают центральную (стволовую) часть метасоматической колонки, а локализующихся вдоль даек – эндоконтактовую зону. В последнем случае мощность калишпатовых метасоматитов варьирует от 0,5 до 3–6 м, при длине 20–100 м.

Калишпатиты и калишпатизированные породы сложены на 30–95 % фельзитоподобным микрозернистым агрегатом микроклина, развивающимся в интерстициях между карбонатными зернами, а также выполняющим тончайшие просечки и микротрещины. По мере нарастания интенсивности преобразований отдельные калишпатизированные участки сливаются и образуют пятнистые, полосчатые и сотовые текстуры замещения карбонатных пород. В метасоматитах присутствуют в переменном объеме серицит и пирит. Серицит развивается по калиевому полевому шпату и иногда полностью его замещает. В этом случае образуются серицит-калишпатовые или серицитовые метасоматиты. Пирит распространен неравномерно, в виде тончайшей (0,003–0,04 мм) равномерной сыпееобразной вкрапленности либо в виде агрегатов, vyplненных кристаллами кубической, пентагондодокаэдрической формы размером до 2–3 мм. Пирит первой разновидности локализуется в метасоматитах, развивающихся по карбонатным породам, второй – по долеритам. В первом случае содержание его в породе достигает 10–15 %, во втором – 5–7 %.

По данным химических анализов, калишпатовые метасоматиты и калишпатизированные породы имеют варьирующие содержания кремнекислоты, растущие по мере преобразования материнского субстрата и достигающие 60–68 %; отмечены высокие содержания Al_2O_3 (до 19–22 %), K_2O (6–13 %) при низких значениях Na_2O (обычно менее 0,2 %). Железо преобладает в окисной форме, количество его в пиритизированных разностях достигает 8 %. Содержания титана в метасоматитах с исходным карбонатным субстратом низкие (0,5–1 %), но возрастают до 2–3 % в калишпатитах, развивающихся по долеритам. Характерным элементом серицитизированных разностей метасоматитов является литий (от 100–300 до 500 г/т), сопровождаемый повышенным фоном галлия (20–30 г/т). В субсогласных телах калишпатитов часто присутствует флюорит в виде тонкой рассеянной вкрапленности (до 0,1 мм), иногда гнезд, тонких просечек, количество которого достигает 20–30 %; в секущих наряду с флюоритом отмечен аурипигмент. По данным атомно-абсорбционного анализа, содержание золота в рассматриваемых метасоматитах колеблется от 0,002 до 0,03 г/т, в единичных пиритизированных разностях достигает 0,044–0,088 г/т [Кропачев, 2004].

Долериты даек в разной степени подверглись метаморфическому и гидротермально-метасоматическому преобразованию вплоть до превращения их в щелочные натриевые метасоматиты – эйситы, являющиеся основными золотоносными породами, выделенными в районе р. Сетанья. Здесь эйситы, со-

ставляющие иногда до 50 % объема дайковых тел, образуют тела неправильной формы светло-зеленовато-серого цвета, отчетливо выделяющиеся на зеленом фоне измененных долеритов. Зоны брекчирования эйситов подверглись окварцеванию, анкеритизации с образованием жильно-прожилковых зон штокверкового типа, несущих рудную минерализацию. Минеральный состав эйситов: перекристаллизованные альбит, анкерит, кварц, серицит с акцессорными рутилом, апатитом (до 5 %), монацитом. Рудные минералы (1–5 %) представлены пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, теннантитом, пирротинном и золотом. Помимо самостоятельных выделений, золото концентрируется в пирите и арсенопирите (до 72 г/т). Наибольшим вторичным преобразованиям подверглись дайки и силлы сеттедабанского комплекса в районе р. Сетанья в сетаньинской антиклинали [Кропачев, 2004].

ТЕКТОНИКА

Рассматриваемая территория охватывает юго-западную окраину Сибирской платформы, западную часть Южно-Верхоянского орогенного пояса, небольшой фрагмент Верхояно-Черского орогенного пояса и локализована на границе Северо-Азиатского (Сибирского кратона) и Верхояно-Колымской складчатой области. В пределах территории листа Р-53 на Сибирской платформе выделяются следующие тектонические единицы: на севере – восточный фланг позднеюрско-раннемелового Приверхоянского краевого прогиба, перекрытого осадочными палеоген-неогеновыми образованиями Нижнеалданской предгорной впадины; южнее, в пределах Алданской антеклизы расположены Алдано-Майский прогиб и Среднеленская моноклиза.

Южно-Верхоянский орогенный пояс включает три субмеридиональные тектонические зоны: Кыллахскую, Сетте-Дабанскую и западную часть Аллах-Юньской [Прокопьев, 1989; Прокопьев, Дейкуненко, 2001]. Первые две ранее выделялись как Сетте-Дабанский горст-антиклинорий [Мокшанцев и др., 1968, 1975; Гусев, 1979; Ян-жин-шин, 1982], а третья – Южно-Верхоянский синклиний [Башарин, 1967; Гусев, 1979; Коростелев, 1982; Мокшанцев и др., 1968 и др.]. Эти тектонические зоны в последнее время рассматриваются в составе Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса [Parfenov, Prokopiev, Gaiduk, 1995; Прокопьев, Дейкуненко, 2001 и др.].

На севере протягивается Бараинская тектоническая зона (Бараинский антиклинорий и одноименный сегмент Верхоянского складчато-надвигового пояса [Прокопьев, Дейкуненко, 2001]). Эта структура относится к Верхояно-Черскому коллизионному орогенному поясу, слагающему центральную часть Верхояно-Колымской складчатой области [Прокопьев, 1998].

При проведении тектонического районирования, создании схем тектонической и глубинного строения в качестве основы использовались опубликованные карты и схемы [Мокшанцев 1976; Мокшанцев и др., 1968, 1975; Штех, 1967; Гусев, 1979; Гусев и др., 1985; Прокопьев, 1989; Парфенов, 1994; Старников и др., 1995; Прокопьев, Дейкуненко, 2001; Кропачев, Беляев, 2004; Смелов, Тимофеев, 2003 и др.], объяснительные записки к Государственным геологическим картам масштаба 1 : 200 000 и фондовые материалы по результатам геокартирования масштаба 1 : 50 000.

СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ И ЯРУСЫ

В вертикальном разрезе верхней части земной коры рассматриваемой территории выделяются три структурных этажа: архейско-нижнепротерозойский, слагающий кристаллический фундамент и вскрытый глубокими скважинами на юго-востоке Сибирской платформы; верхнепротерозойско-мезозойский и кайнозойский. В составе верхнепротерозойско-мезозойского этажа выделяются следующие структурные ярусы: нижнерифейский, средне-верхнерифейский, вендско-нижнепалеозойский, среднепалеозойский, верхнепалеозойско-нижнемезозойский и юрско-верхнемеловой. Эти ярусы выделяются для всей рассматриваемой территории, хотя на юго-востоке Сибирской платформы и в Верхояно-Колымской складчатой области они выражены разными тектоническими структурами и составом горнопородных ассоциаций. В целом за основу выделения структурных этажей и ярусов берутся такие факторы, как проявления несогласий, новообразование или замыкание ранее существовавших структур, геодинамические обстановки, тип магматизма, изменение состава и мощности отложений и характера их распределения в пространстве.

АРХЕЙСКО-НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Образования этого этажа вскрыты только в фундаменте юго-востока Сибирской платформы глубокими скважинами и описаны в разд. «Глубинное строение». Они перекрываются с резким стратиграфическим и угловым несогласием вендскими отложениями (Нижнеалданская и Хочомская скважины) и пермскими толщами (Ивановская скважина). Юго-западнее, за пределами площади листа на породах структурного этажа залегают среднерифейские толщи.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКО-МЕЗОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Нижнерифейский структурный ярус

Породы данного яруса обнажаются в Кыллахской тектонической зоне, в ядрах Горностахской, Эбейкэ-Хаятинской и Кыллахской антиклиналей. Подошва пород, слагающих ярус, не обнажена; верхняя граница обозначена поверхностью регионального несогласия (стратиграфического, местами углового) в основании среднерифейских отложений Эбейкэ-Хаятинской антиклинали и углового и азимутального несогласия в основании среднерифейских отложений ядра Горностахской антиклинали [Ян-жин-шин, 1982]. В последней разница в углах падения и простираения слоев в нижнерифейском и вышележащем структурных ярусах достигает 15–25°, при этом амплитуда несогласия увеличивается в восточном направлении.

На западе в основании яруса залегает континентальная терригенная формация, сложенная главным образом пестроцветными косослоистыми кварцевыми, кварц-полевошпатовыми песчаниками (кыллахская свита). На плоскостях наложения песчаников сохранились знаки ряби, трещины усыхания, сле-

ды дождевых капель, свидетельствующие о формировании их в континентальных и прибрежно-морских условиях. Выше следует терригенно-карбонатная формация (чагдалинская и билегиченская свиты), в которой наряду с песчаниками заметную роль играют строматолитовые доломиты. Как между формациями, так и внутри них устанавливаются многочисленные локальные перерывы. Суммарная мощность комплекса достигает 1500 м.

На востоке, в ядре Горностахской антиклинали ярус представлен хандинской серией. В ее нижней части вскрывается черноцветная ритмичнослоистая морская терригенная формация (пионерская свита) мощностью 600–650 м. Выше залегает флишеидная терригенно-карбонатная формация (2700–3000 м), состоящая из ритмично переслаивающихся косо- и волнистослоистых кварцевых, полевошпат-кварцевых песчаников, алевролитов, аргиллитов с пачками (10–180 м) строматолитовых доломитов (трехгорная, димская, белореченская свиты). В целом отложения нижней части хандинской серии в западном направлении становятся более грубозернистыми и мелководными. Верхняя часть серии фациально малоизменчива. Для пород хандинской серии источником сноса обломочного материала являлась Сибирская платформа [Худолей, 2003; Khudoley et al., 2001, 2015].

На юго-востоке Сибирской платформы в Алдано-Майском прогибе Мокуйской скважиной вскрываются отложения учурской серии, отнесенные к морской терригенно-карбонатной формации мощностью ~1200 м. На севере территории листа нижнерифейские отложения отсутствуют на своде Якутского поднятия (Ивановская, Хочомская и Нижнеамгинская скважины).

В забое Ивановской скважины были обнаружены бластомилониты, метапесчаники и биотит-мусковитовые микрогнейсы, протолит которых, согласно Sm-Nd изотопному исследованию, отвечал возрасту от 2,2–2,5 до 1,0–1,4 млрд лет, указывая на возможное наличие рифейских комплексов в составе фундамента [Ковач и др., 2000]. По мнению ряда исследователей [Смелов, Тимофеев, 2003], кристаллический фундамент рифейского возраста имеет доминирующее распространение под породами Верхоянского складчато-надвигового пояса.

Средне-верхнерифейский структурный ярус

Породы яруса обнажены в ядрах крупных складок в Кыллахской тектонической зоне и представлены терригенно-карбонатными, карбонатными и терригенными отложениями среднерифейских аимчанской серии и керпыльской подсерии майской серии, верхнерифейских лахандинской подсерии майской серии, а также улаханбамской, рябиновской, малосахаринской, кеатанской, джоронской и далындинской свит. Его границы совпадают с региональными перерывами в осадконакоплении, проявленными внизу стратиграфическими, угловыми, азимутальными несогласиями, а сверху – стратиграфическими.

Аимчанская серия несогласно перекрывает отложения нижнего рифея. В Кыллахской тектонической зоне стратиграфическая амплитуда несогласия нарастает к востоку, где несогласие приобретает характер углового (до 20°) и азимутального [Ян-жин-шин, 1983; Khudoley et al., 2015] (рис. 8). В составе серии преобладают высоkozрелые кварцевые арениты, для которых источником сноса обломочного материала являлась Сибирская платформа [Худолей,

2003]. Верхняя часть серии фациально слабоизменчива. Здесь преобладают накапливавшиеся в надприливной зоне песчанистые строматолитовые доломиты с линзами диагенетических кремней при подчиненном значении высокозрелых кварцевых аренитов и аргиллитов. Разрез серии имеет трансгрессивный тип строения и представлен внизу морской терригенной (талынская свита), а сверху – морской терригенно-карбонатной (светлинская свита) формациями, суммарная мощность которых нарастает в восточном направлении от 300 до 900 м. Южнее, за пределами площади листа отложения аимчанской серии непосредственно залегают на кристаллических породах Алданского щита.

Отложения керпыльской подсерии майской серии морской терригенной пестроцветной формации залегают на подстилающих породах с региональным размывом. В западном направлении отложения керпыльской подсерии срезают аимчанскую серию и на Сибирской платформе (район Мокуйской скважины и, локально, на Кыллахском хребте) они перекрывают отложения нижнего рифея. На юге за пределами территории листа карты керпыльская подсерия залегает непосредственно на фундаменте Алданского щита. Нижняя часть формации имеет преимущественно терригенный состав, а верхняя представлена карбонатной толщей с обилием строматолитов. Мощность формации варьирует в пределах 500–1300 м, нарастая в восточном направлении.

Лахандинская подсерия майской серии морской терригенно-карбонатной формации перекрывает керпыльскую без видимого несогласия. Формация характеризуется чередованием пестроцветных тонкозернистых терригенных пород и карбонатов с биостромами. Породы формации отличаются слабой фациальной изменчивостью, в восточном направлении от Сибирской платформы уменьшается пестроцветность, мощность постепенно возрастает от 800 до 1200 м, увеличивается содержание карбонатного материала. Характерной чертой формации является многопорядковая ритмичность, представленная чередованием терригенных и карбонатных пород. Выделяются трансгрессивные и трансгрессивно-регрессивные ритмы мощностью в сотни метров, но они имеют ограниченное распространение.

Залегающая выше прибрежно-морская терригенная формация представлена породами верхнерифейской улаханбамской свиты, согласно залегающей на подстилающих отложениях. Она распространена главным образом в южной и юго-восточной частях Кыллахской тектонической зоны, где ее мощность достигает 1400 м. На запад мощность сокращается до 800 м, а в северо-западных районах зоны она выклинивается и здесь отложения вендско-нижнепалеозойского яруса ложатся иногда непосредственно на образования среднего–верхнего рифея. Породы формации представлены рециклически построенными пачками разных масштаба и ранга и отлагались в условиях крайнего мелководья, о чем свидетельствуют трещины усыхания, многочисленные знаки ряби, косая или волнистая слойчатость. Намечается некоторое огрубение состава формации в восточном направлении, что указывает на наличие не только западного, но и восточного источника сноса.

Вышележащая вулканогенно-терригенная рифтогенная формация сложена терригенными, вулканогенно-терригенными толщами [Сухоруков, 2003]. В них присутствуют многочисленные sillлы долеритов и габбродолеритов улаханбамского комплекса, реже базальты и андезибазальты (рябиновская свита).

Нижняя часть формации представлена флишеидными глубоководными терригенными образованиями и натриевыми базальтами. В осадочной части формации отмечены дистальные тонкозернистые турбидиты, установленные в нижней части терригенной формации. Наибольшая суммарная мощность составляет 700 м и сокращается в северном направлении до нескольких сот метров.

Выше залегает прибрежно-морская флишеидная терригенная формация (800–1300 м), в которой присутствуют горизонты турбидитов (малосахаринская и кеатанская свиты). Присутствие в малосахаринской свите наряду с кварц-полевошпатовым материалом обломков изверженных пород основного состава свидетельствует о синхронном осадконакоплении в субэвральном вулканизме основного состава. Для вышезалегающей джоронской свиты (до 500 м) характерен преимущественно кварцевый состав обломочного материала и трансгрессивный тип строения. В верхней части структурного яруса находится морская флишеидная далындинская свита мощностью до 400 м. В Мокуйской скважине в Алдано-Майском прогибе вскрывается терригенно-карбонатная формация среднего рифея мощностью до 600 м.

Силлы и дайки габбродолеритовой формации улаханбамского комплекса суммарной мощностью до 900 м имеют возраст от 932 до 1005 млн лет [Худолей, 2003; Khudoley et al., 2007, Rainbird et al., 1998]. Они представляют собой континентальные толеиты с характерными минимумами содержаний Nb, Ta, Sr, P, Ti [Сухоруков, 2003; Худолей, 2003]. Широкое их распространение на территории Кыллахской и Сетте-Дабанской тектонических зон указывает, что рифтогенез в это время носил рассеянный характер, а удревнение возраста базитового комплекса на север свидетельствует о постепенном расширении рифтогенных процессов в южном направлении.

Структурный характер предвендского несогласия особенно отчетливо проявлен вдоль восточного края Кыллахской зоны (Горностахская, Акринская антиклинали). Здесь вендские слои «запечатывают» сложную складчато-надвиговую структуру в средне-верхнерифейских образованиях и имеют с последними резкие различия в углах залегания и ориентировки слоев, составляющими 25–40°, иногда 70–90° (рис. 9).

Существенные расхождения в простирании пород между верхнерифейским и вендско-нижнепалеозойским этажами (до 20–25°) выявляются также на восточном крыле Улахан-Бамской антиклинали, где ориентированные в северо-северо-восточном направлении рифейские структуры перекрыты меридионально залегающими слоями венда. На сейсмических профилях МОГТ это угловое несогласие (в первые градусы) отчетливо наблюдается [Григорьева, 2010, 2012, 2014] в пределах юго-восточной части Сибирской платформы, где в восточном направлении горизонтально залегающие вендские толщи перекрывают различные горизонты среднего и верхнего рифея. На севере территории листа на своде Якутского поднятия (Ивановская, Хочомская и Нижнеамгинская скважины) нижнерифейские отложения отсутствуют.

Вендско-нижнепалеозойский структурный ярус

Породы структурного яруса обнажены как в пределах Кыллахской и Сетте-Дабанской тектонических зон, так и на Сибирской платформе (в глубоких

скважинах и на юге площади листа, в нижнем течении р. Мая и вдоль р. Алдан). Вендский комплекс залегает на породах рифея с отчетливым размывом и локальными угловыми несогласиями [Семихатов, Серебряков, 1980; Ян-жин-шин, 1983]. Вышележащие толщи хотя и содержат локальные размывы, но образуют единый осадочный комплекс. Его строение резко отличается от строения подстилающих рифейских толщ, фиксируя значительное изменение структуры бассейна осадконакопления [Прокопьев и др., 2001; Худолей, 2003; Сухоруков, 2003].

В Кыллахской и Сетте-Дабанской тектонических зонах разрез яруса отвечает заложению и развитию пассивной континентальной окраины Северо-Азиатского кратона и характеризуется доминирующей ролью карбонатных пород и общей мощностью не менее 10 км [Ян-жин-шин, 1983; Прокопьев и др., 2001; Худолей, 2003]. Мощность яруса возрастает с запада на восток от 2–2,5 км в Кыллахской зоне до 5–13 км в Сетте-Дабанской зоне. Его нижняя граница была рассмотрена при характеристике средне-верхнерифейского структурного яруса. Ряд региональных перерывов установлен в нижней части рассматриваемого яруса; здесь они приурочены к основанию венда, его средней части и кровле.

В Сетте-Дабанской тектонической зоне в низах яруса выделяется морская пестроцветная терригенная формация (начарская свита) с трансгрессивным типом строения (150–200 м). Она распространена локально в узкой полосе сочленения Кыллахской и Сетте-Дабанской зон и отделена от вышележащего нижневендского комплекса перерывом в осадконакоплении. Последний распространен гораздо шире и относится к морской терригенно-карбонатной формации (яланская, малская, токурская и сытыгинская свиты) суммарной мощностью 500–1000 м.

Верхневендский магматический горбинский комплекс даек долеритовой формации, ориентированных в северо-западном или субширотном направлениях распространен только в Кыллахской тектонической зоне.

На севере Кыллахской зоны нижневендские отложения представлены морской карбонатной формацией (юкандинская свита, до 280 м). Верхневендский комплекс здесь относится к морской терригенно-карбонатной формации мощностью до 300 м (сарданинская свита). Эти образования распространены повсеместно в Кыллахской тектонической зоне, выходят за ее пределы, а мощность их, вследствие предкембрийского перерыва, сокращается на восток, по мере приближения к Сетте-Дабанской зоне. На Сибирской платформе, по данным бурения глубоких скважин, вендские отложения терригенно-карбонатной формации сокращенной мощностью широко распространены, но отсутствуют на севере изученной территории (Ивановская скважина).

Нижне-среднекембрийские отложения широко представлены на Сибирской платформе под чехлом мезозойских отложений и в Кыллахской тектонической зоне, трансгрессивно залегая на породах верхнего венда. Нижнекембрийские толщи слагают морскую кремнисто-терригенно-карбонатную формацию (пестроцветная, иниканская свиты и их возрастные аналоги – верхняя часть сытыгинской свиты и акринская свита). Мощность формации обычно не превышает 100–200 м, увеличиваясь в восточном направлении до 500 м. Состав формации, темноцветность пород, небольшие мощности при

значительном временном интервале накопления свидетельствуют о ее конденсированном строении, развитии в условиях дефицита поступления в бассейн обломочного материала и относительной глубоководности.

В основании вышезалегающей морской флишовой терригенно-карбонатной формации (до 1000 м) присутствуют пестроокрашенные мергели, известковистые аргиллиты и «желвакообразные» известняки (чайская свита среднего кембрия). Выше следует флишное чередование серых глинистых, песчаных известняков, аргиллитов, алевролитов, включающих прослои и линзы конседиментационных карбонатных брекчий, объем которых растет в западном направлении (устьмайская, кербинская свиты среднего и верхнего кембрия). Эти отложения образуют проградирующую на восток осадочную призму, отражая этап формирования ранне-среднекембрийской пассивной континентальной окраины.

В Сетте-Дабанской тектонической зоне кембрийские толщи характеризуются иным типом седиментации. Для них типичен пелагический облик, тонкая параллельная слоистость, темная окраска; иногда отмечаются дистальные карбонатные турбидиты. Нижне-среднекембрийские отложения относятся к морской флишовой кремнисто-глинисто-карбонатной формации (акринская свита). Породы интенсивно тектонизированы, расчленены, вследствие чего мощность ориентировочно оценивается в 250–300 м. Средне-верхнекембрийские отложения на западе тектонической зоны слагают морскую флишную терригенно-карбонатную формацию, представленную ритмичнослоистой калькарениново-аргиллитово-известняковой толщей (улахская серия) видимой мощностью более 600–700 м с маломощными горизонтами дистальных кальцилит-калькарениновых турбидитов.

Восточнее морская флишная терригенно-карбонатная формация достигает мощности 1800–2000 м и образует сложнопостроенный осадочный клин с турбидитово-контуриновым типом строения (качелкуанская, еловская, тисовская, билляхская свиты). Формация состоит из дистальных, реже медиальных (калькаренин-кальцилитовых, кальцилит-калькарениновых) турбидитов, кальцилит-калькарениновых контуритов, пелагических известковистых аргиллитов и известняков. Отмечены олистостромы, слагающие тела мощностью до 6–8 м. Их кластическая часть представлена обломками известняков, похожих на вмещающие, что позволяет отнести их к эндоолистостромам. Соотношение перечисленных типов пород в разрезе меняется. В нижней части преобладают пелагиты, дистальные турбидиты, с которыми ассоциированы олистостромы, в средней части (тисовская свита) – дистальные, медиальные турбидиты и контуриты, в кровле – пелагиты с редкими горизонтами дистальных турбидитов. Здесь также присутствуют отложения обвалов, оползней, обломочных, разжиженных, турбидных потоков и донных течений, сформировавшихся в обстановке склонового шлейфа [Худолей, Гурьев, Зубарева, 1991].

На сейсмических профилях МОГТ в пределах восточной части Сибирской платформы в разрезах морской терригенно-карбонатной формации кембрия наблюдаются рифовые постройки, а также проградирующие на восток клиноформы [Григорьева, 2010, 2012, 2014]. На севере листа карты кембрийские отложения отсутствуют на северном склоне Якутского поднятия (Ивановская скважина). В Мокуйской скважине в Алдано-Майском прогибе установлено,

что верхневендские отложения карбонатной формации (210 м) с размывом залегают на известняках среднего рифея и согласно перекрываются карбонатной формацией нижнего–среднего кембрия (735 м). Верхнекембрийские отложения здесь отсутствуют и карбонаты среднего кембрия с размывом перекрыты нижнеюрскими песчаниками.

Ордовикские отложения отсутствуют на территории Сибирской платформы. Ордовикская морская терригенно-карбонатная формация мощностью до 440 м имеет ограниченное распространение и установлена на севере Кыллахской зоны (бассейн р. Сугджи). Она представлена преимущественно известняками, глинистыми известняками с тонкими слоями известковистых аргиллитов (берандинская и бугансалская свиты) [Старников, Филатов, 1990]. Породы содержат остатки донной макрофауны, свидетельствующие о существовании на западе Кыллахской зоны в раннем–среднем ордовике мелководного морского бассейна.

На востоке в Сетте-Дабанской тектонической зоне ордовикские отложения морской турбидитовой карбонатной формации распространены широко, особенно в ее северной части. Они представлены двумя крупными циклитами, один из которых отвечает нижнему ордовику (атырбахская и саккырырская свиты), а второй – среднему ордовику (нижнелабыстахская подсвита). Основание циклитов сложено тонкослоистыми глинистыми ритмитами пелагического облика с подчиненными горизонтами дистальных карбонатных турбидитов (атырбахская свита, нижняя часть нижнелабыстахской подсвиты), в середине доминируют карбонатные турбидиты – от дистальных до проксимальных (нижняя, средняя подсвиты саккырырской свиты, средняя и верхняя части нижнелабыстахской подсвиты), верхи представлены главным образом известняками и их обломочными разностями. Последние формировались, вероятно, в верхней части склона. Суммарная мощность формации варьирует от 1600 м на юге до 5600 м на севере. Она составляет мощный осадочный клин (глубоководный шлейф), продвигавшийся с течением времени на восток и северо-восток, в глубь морского палеобассейна. В целом мощность ордовикских отложений увеличивается в восточном направлении более чем в 10 раз.

Выше залегает толща массивных известняков и доломитов верхней части ордовика–силура прибрежно-континентальной карбонатной формации, в подошве и в кровле которой появляются прерывистые слои эвапоритов, связанные, вероятно, с корами выветривания (хуратская свита). Мощность формации возрастает в северном направлении от 1000 до 2750 м. Завершают разрез карбонаты с прослоями и пачками аргиллитов нижнего девона (сеттедабанская свита). Последние относятся к морской карбонатной формации мощностью до 700 м.

Породы вендско-нижнепалеозойского структурного яруса Кыллахской и Сетте-Дабанской зон смяты в линейные складки и нарушены надвигами и сдвигами, типичными для Южно-Верхоянского орогенного пояса. В то же время, стиль деформаций контролируется литологическим составом пород, и складчатые структуры в массивных карбонатах имеют значительно более простое строение в сравнении со структурами, наблюдаемыми в менее компетентных породах.

К образованиям структурного яруса относятся силлы гипабиссальных трахидолеритов суордахского комплекса (трахидолеритовая формация) средне-позднеордовикского возраста и малые интрузии щелочного ультраосновного состава лединского комплекса среднеордовикского возраста (щелочноультраосновная с карбонатитами формация) [Худолей и др. 2001; Khudoley et al., 2013; Худолей, Прокопьев, 2018].

Степень распространенности пород рифейского и вендско-нижнепалеозойского структурных ярусов к востоку в Аллах-Юньской тектонической зоне (Южно-Верхоянском синклинии) дискуссионна. С одной стороны, тенденция к увеличению мощностей обоих комплексов в восточном направлении от Сибирской платформы очевидна [Ян-жин-шин, 1983; Прокопьев и др., 2001]. С другой стороны, глубина залегания фундамента под Южно-Верхоянским синклинорием близка к мощности верхоянского комплекса, что исключает наличие здесь рифейских и вендско-нижнепалеозойских отложений в тех же мощностях, что и в Сетте-Дабанской зоне. В пользу отсутствия или весьма незначительного распространения здесь рифейских и венд-нижнепалеозойских отложений говорит и ряд косвенных данных [Khudoley, Guriev, 2003; Khudoley, Prokoriev, 2007]. Значительное утонение (более чем в 2 раза) этого комплекса отложений под Южно-Верхоянским синклинорием (по геофизическим данным) предполагали К. К. Шапошников и К. И. Шапошникова (1960 г.).

Среднепалеозойский структурный ярус

Образования этого структурного яруса обнажены на востоке исследованной территории в Сетте-Дабанской тектонической зоне. Отложения нижнего–среднего девона залегают на подстилающих толщах с отчетливым размывом. Для отложений этого структурного яруса характерно широкое развитие локальных размывов и несогласий, а несогласное залегание в основании карбона имеет региональное распространение и сопровождается конгломератами якской свиты. Строение осадочного бассейна, существовавшего во время накопления пород этого яруса, подвергалось изменениям, отражающим зарождение и эволюцию рифтов на востоке исследованной территории и вулканических дуг, находившихся к юго-востоку от нее. Характерная черта структурного яруса – наличие покровов базальтов, количество которых и объем уменьшаются в южном направлении. Наблюдается постепенная смена трахибазальтового вулканизма, проявленного в живете и фране на базальтовый в фамене [Колодезников и др., 1988, 1996].

Преобладают карбонатные породы: с возрастанием количества известняков относительно доломитов вверх по разрезу. В разрезе среднего и верхнего девона присутствуют эвапориты. Широко развиты несогласные залегания с появлением регионально прослеживаемых пачек и локально развитых линз конгломератов. Терригенные породы встречаются на разных уровнях, но в основном представлены продуктами размыва карбонатных пород. В целом хорошо выдержаны по простиранию породы нижнего и среднего девона, тогда как верхнедевонские комплексы характеризуются значительной фациальной изменчивостью. Характерны комплексы оползней и обвалов, включая олистостромы и пачки турбидитов различной мощности в верхнефаменной

(туойская свита) и визейской (куранахская толща) частях разреза, суммарная мощность которых достигает 1800–2000 м [Кропачев и др., 1988; Худолей и др., 1991]. В ряде случаев отчетливо распознаются позднедевонские полуграбены, в которых происходило накопление рифтогенных толщ [Худолей 2003; Khudoley, Guriev, 2003]. Присутствуют дайки и силлы позднесилурийского–раннедевонского возраста габбродолеритовой формации (сеттедабанский комплекс), количество которых возрастает в северном направлении.

В основании яруса залегает терригенно-карбонатная формация (сеттедабанская свита) мощностью до 700 м, которая вверх по разрезу и в северном направлении сменяется раннедевонско-фаменской терригенно-карбонатной рифтогенной формацией суммарной мощностью более 2000 м (бурхалинская серия, курпанджинская, переломная, менкюленская, сегеняхская, маучанская, троговская, коралловая, туойская, накалинская, розовская, левосахаринская, широкинская и пикская свиты). Последняя имеет весьма сложное строение и представлена, по существу, несколькими комплексами, разделенными региональными стратиграфическими, иногда локальными угловыми несогласиями. Отложения, слагающие эту формацию, образуют широкий спектр осадков, формировавшихся в резко изменчивых как во времени, так и по латерали палеогеографических условиях – от континентальных, прибрежных до лагунных и мелководноморских. В целом устанавливается нарастание полноты разреза комплекса, его мощности и объема вулканогенной составляющей с юга на север. В бассейне р. Менкюле мощность некоторых покровов трахибазальтов достигает десятков, иногда нескольких сот метров. Южнее бассейна р. Лев. Сахара вулканиты в разрезе рифтогенного комплекса отсутствуют.

Разрез структурного яруса венчается морской терригенно-карбонатной (якская и хамамытская свиты) и морской кремнисто-карбонатно-глинистой формациями (куранахская толща и чугучанская и овлачанская свиты), залегающими с локальными несогласиями в основании и фиксирующими постепенный переход от карбонатного к терригенному осадконакоплению. Мощность этих формаций увеличивается в северном направлении до 750 и 1400 м соответственно. В куранахской толще присутствуют горизонты турбидитов и олистстром.

К структурному ярусу также относятся магматические образования позднедевонских сиенит-карбонатитовой (левосахаринский комплекс) и габбродолеритовой (кыллахский комплекс) формаций, а также раннекаменноугольная(?) габбродолеритовая формация (ольчанский комплекс).

Верхнепалеозойско-нижнемезозойский структурный ярус

В конце раннего карбона произошла смена преимущественно карбонатно-го осадконакопления на терригенное. Был сформирован мощный комплекс терригенных пород, широко известного как «верхоянский комплекс», слагающий один из крупнейших бассейнов терригенного осадконакопления в мире. При выделении этого структурного яруса основным критерием является существенная перестройка бассейна осадконакопления, выразившаяся прежде всего в резком изменении состава пород. Внутри верхоянского комплекса,

главным образом на окраинах бассейна осадконакопления, присутствуют размыты и трансгрессивные залежания.

Структурный ярус распространен в Аллах-Юньской и Бараинской тектонических зонах. Здесь в верхоянском комплексе крупных несогласий нет, а его суммарная мощность составляет не менее 14 км. Доминируют алевролиты и аргиллиты при постепенном увеличении роли песчаников вверх по разрезу. Осадочные породы нижнего карбона – перми в Аллах-Юньской тектонической зоне образуют группу морских терригенных, терригенно-турбидитовых, формаций дельты и шельфа, возможно, склона и подножья (хатынахская, наталинская, экачанская, суркечанская, ольчанская, побединская, теберденьская, дадойская и опуонская свиты Томпонской СФЗ и халыинская, бонсолчанская и ырчахская свиты Аллах-Юньской СФЗ) [Худолей и др. 1995; Кропачев, Беляев, 2004].

На севере Аллах-Юньской тектонической зоны выделяется группа триасовых морских, прибрежно-морских терригенных формаций дельты и шельфа (лекеерская, сиреньская, сакандинская и бадранская свиты Южно-Верхоянской СФЗ), слагающих южную часть Верхоянской пассивной континентальной окраины. Триасовые шельфовые комплексы с региональным стратиграфическим несогласием залегают на шельфовых образованиях перми. Среднетриасовые дельтовые отложения согласно сменяют образования нижнетриасового шельфа и имеют четко выраженный регрессивный тип строения с преобладанием более грубых разностей в верхних частях разреза.

В Бараинской тектонической зоне (Бараинский антиклинорий) развита дельтовая и шельфовая среднекаменноугольно-пермская морская терригенная формация суммарной мощностью более 2000 м (эчийская, хабахская и нерская свиты Тукуланской СФЗ и имтандинская, солончанская, кыгалтаская, эйчийская, хабахская, тумаринская, деленжинская и дулгалахская свиты Куранах-Барайинской СФЗ). Породы имеют флишиоидный облик; присутствуют проксимальные турбидиты. Триасовые терригенная прибрежно-морская и континентальная формации (нюэленская, лепискинская, белянская и усть-кельтерская серии Средне-Верхоянской СФЗ) общей мощностью до 1000 м распространена на южном крыле Бараинского антиклинория вдоль границы со структурами Сибирской платформы.

На юге и в центральной части прилегающих районов Сибирской платформы отложения среднего–верхнего палеозоя и триаса отсутствуют и лишь на севере (Ивановская скважина) маломощные пермские и триасовые песчаники терригенной континентальной формации с размывом залегают на кристаллическом фундаменте и согласно перекрываются породами юры.

Юрско-верхнемеловой структурный ярус

Юрские прибрежно-морские и континентальные отложения терригенной угленосной формации широко распространены на востоке Сибирской платформы и в Приверхоянском прогибе. На большей части платформы они плащеобразно залегают на карбонатных породах вендско-нижнепалеозойского структурного яруса и лишь перед фронтом Окраинного надвига со стратиграфическим несогласием перекрывают средне-верхнепермские толщи верх-

непалеозойско-нижнемезозойского структурного яруса. На севере в районе Приверхоянского прогиба вскрытые в Ивановской скважине юрские отложения залегают на породах триаса. В пределах Южно-Верхоянского орогенного пояса породы юрской прибрежно-морской терригенной формации обнажены в мульдах Чухоней-Хамнинской и Мутулинской синклиналей. Мощность юрских формаций относительно выдержана в пределах Сибирской платформы (сытогинская, бергеинская, марыкчанская, нижневилуйская, укугутская, красноалданская, аппайская и сугджинская свиты, 180–650 м), увеличиваясь в северном направлении в сторону Верхояно-Колымской складчатой области до 1500 м (дьябдинская, наледная, сугджинская свиты и чечумская серия).

Выше залегает континентальная терригенная угленосная молассовая формация раннемелового возраста (батылыхская, эксеняхская и хатырыкская свиты), распространенная в пределах Приверхоянского прогиба и сложенная в основном грубообломочными аллювиальными и озерно-болотными фациями. Характерной чертой формации является изменение генерального направления сноса осадков в Приверхоянский прогиб с западного на восточное – со стороны Верхояно-Черского орогенного пояса [Галабала, 1971]. Эта инверсия области питания осадочного бассейна связана с поднятием территории в районе современного Верхоянского хребта в позднеколлизийный этап формирования Верхояно-Черского орогенного пояса, когда образовались основные складчатые и разрывные структуры региона. Мощность меловой молассы в пределах изученной территории оценивается в 1800–3000 м.

К структурному ярусу относятся раннемеловые интрузии диорит-лампрофировой формации (анчинский комплекс), гранит-гранодиоритовой формации (уэмяхский комплекс) и позднемеловые дайки лампрофировой формации (огонекский комплекс), развитые в пределах Аллаха-Юньской тектонической зоны Южно-Верхоянского орогенного пояса.

Описание дислокационных образований приводится в разд. «Складчатые и разрывные структуры».

КАЙНОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Отложения структурного этажа относятся к континентальной терригенной формации и известны в террасах р. Алдан и вскрыты буровыми скважинами. Породы олигоцена (таттинская и тандинская свиты) составляют большую (до 700 м) часть разреза Нижнеалданской предгорной впадины. Миоценовые и нижнеплиоценовые отложения представлены в нижней части аллювиальными песками с линзами галечников (намская свита, белогорская толща и свита Мамонтовой Горы) (до 140 м). Эти толщи с размывом перекрыты покровом горизонтально залегающих позднеплиоценовых песков (солбанская свита, до 40 м).

Широко развиты четвертичные эоплейстоцен-неоплейстоценовые и неоплейстоценовые отложения, относящиеся к континентальной терригенной формации. Они характеризуются широким спектром фаций: аллювиальные, элювиальные, делювиальные, десерпционные, делювиальные и солифлюкционные, коллювиальные, пролювиальные, озерные, озерно-аллювиальные, гляциофлювиальные, ледниковые и озерно-ледниковые. На правом берегу р. Алдан в предгорьях широтной ветви Верхоянского хребта широко распро-

странены неоплейстоценовые флювиогляциальные отложения (до 60 м), представленные галечниками, валунниками и песками. В сторону гор флювиогляциальные отложения сменяются грядами конечных морен.

СКЛАДЧАТЫЕ И РАЗРЫВНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Алдано-Майский прогиб

Алдано-Майский прогиб расположен на юге изученной территории. На северо-западе он граничит со Среднененской моноклизой (частью Алданской антеклизы), а на востоке – с Южно-Верхоянским орогенным поясом по фронтальным надвигам Кыллахской тектонической зоны. Прогиб имеет асимметричное строение в связи с погружением кристаллического фундамента к востоку, в сторону орогенного пояса от 1–2 км на западе до 6 км перед фронтом Нельканского надвига на востоке.

Сложен прогиб, судя по разрезу Мокуйской глубокой скважины, отложениями рифея, венда, кембрия, которые в его северной части плащеобразно перекрыты континентальными породами юры. Формирование прогиба могло быть связано с процессами растяжения и рифтогенеза, т.к., по данным сейсмических профилей МОГТ, здесь можно предположить присутствие сбросов, деформирующих кристаллический фундамент. На этих же профилях отчетливо видно угловое несогласие в основании венда, толщи которого последовательно срезают в восточном направлении все более молодые горизонты рифея [Григорьева, 2010, 2012, 2014].

Среднененская моноклиз

Среднененская моноклиз расположена на востоке Алданской антеклизы. На юго-востоке она отделена от структур Алдано-Майского прогиба разломом в кристаллическом фундаменте [Старников и др., 1995]; ее северо-восточной границей является, судя по всему, Крайний надвиг фронта Южно-Верхоянского орогенного пояса. Северная часть моноклизы перекрыта отложениями Приверхоянского краевого прогиба и Нижнеалданской кайнозойской предгорной впадины. В ее центральной части расположено Якутское поднятие кристаллического фундамента и здесь глубина до поверхности фундамента составляет менее 1 км. Кристаллический фундамент полого погружается от Якутского поднятия в северном и восточном направлениях до 6–8 и 10–12 км соответственно. В центре поднятия и на его северном склоне отсутствуют отложения рифея, венда и нижнего–среднего палеозоя (Ивановская скважина), а на юго-восточном склоне маломощные вендские толщи с разрывом залегают на фундаменте. На востоке территории листа, по данным бурения, породы кембрия отсутствуют и нижнеюрские отложения с разрывом перекрывают протерозойские толщи (Чурапчинская скважина).

Приверхоянский краевой прогиб

Образования субширотной южной ветви Приверхоянского краевого прогиба перекрывают северный фланг Среднененской моноклизы и протягива-

ются в северо-западном направлении вдоль структур Бараинской тектонической зоны. Прогиб выполнен отложениями верхней юры(?) и нижнего мела. В его составе выделяются Северо-Томпонская и Южно-Томпонская линейные впадины северо-западного простирания и Улахская впадина, расположенная перед северным фронтом Окраинного разлома.

В пределах краевого прогиба бурением [Лейпциг, 1971] и геологическими наблюдениями прослежено несколько чешуйчатых надвигов и антиклинальных складок срыва или взбросо-складок (Тукуланская, Нижне-Градыгская, Элгэкээно-Бараинская и Томпурокская), которые в плане образуют ряд левосторонних кулис. Исходя из морфологического типа этих складок и по геофизическим данным можно предположить, что с глубиной они выполаживаются и в их основании трассируются слепые, затухающие к юго-западу надвиги [Прокопьев, Дейкуненко, 2001]. На сейсмических профилях МОГТ распознаются эти надвиги и складки южной вергентности, по крайней мере во внешнем крыле краевого прогиба.

Нижнеалданская предгорная впадина

Предгорная впадина, выполненная мощными (до 900 м) толщами олигоцена и неогена, примыкает к южной окраине широтной ветви Верхоянского хребта. Впадина имеет асимметричное строение, характерное для предгорных впадин, заполнявшихся осадками одновременно с ростом смежного хребта. Наиболее прогнутый северный борт впадины осложнен надвигами, по которым меловые отложения, слагающие предгорье Верхоянского хребта, налегают на кайнозойские осадки.

Охарактеризованные отложения, которые на северном борту впадины местами залегают под углами 20–30° и осложнены надвигами, несогласно перекрыты покровом горизонтально залегающих позднеплиоценовых песков, слагающих верхнюю террасу долин Лены и Алдана.

ВЕРХОЯНО-ЧЕРСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС

Бараинская тектоническая зона

Бараинская тектоническая зона подразделяется (с юга на север) на две подзоны – форланда (фронтальных надвигов) и дуплекс-антиклинорий.

Подзона форланда (фронтальных надвигов)

Подзона имеет субширотное простирание, сложена преимущественно пермскими морскими отложениями. Она характеризуется сжатыми складками юго-западной вергентности, оси которых ориентированы под острым углом к общему простиранию структур. Складки и сопряженные с ними крутые надвиги в плане располагаются в виде левостороннего эшелона и ориентированы под углом к южному ограничению зоны. Вдоль границы с краевым прогибом протягивается крутая фронтальная моноклинал с падением к югу под углом 50–70°, сложенная породами юры и триаса и имеющая также эшелонированное строение. Исходя из морфологического типа этих складок и по геофизическим

данным, можно предположить, что с глубиной они выполаживаются и в их основании трассируются слепые, затухающие к юго-западу, надвиги. Бурением установлено, что эти складки деформируют верхнеолигоценовые отложения Нижнеалданской впадины, которые с угловым несогласием залегают на нижнемеловых толщах и в свою очередь наклонены под углами до 30° . Это свидетельствует о том, что формирование складок во фронте сегмента происходило и в постпалеогеновое время и, возможно, одновременно с осадконакоплением в Нижнеалданской впадине [Прокопьев, Дейкуненко, 2001].

Эшелонированное строение этой части зоны форланда указывает, что ее формирование происходило в условиях сжатия со значительной ролью продольных левосторонних сдвиговых перемещений [Зоненшайн, Сборщиков, 1965; Зоненшайн, 1965]. Этот вывод подтверждается широким распространением пологих, погружающихся к юго-востоку под углом до 25° борозд скольжения на плоскостях надвигов. Геометрический анализ сопряженных с надвигами складок указывает на присутствие слабых конических деформаций на фоне преобладающих цилиндрических складок. При этом оси цилиндрических и конических складок располагаются на стереограммах весьма близко [Прокопьев, Гриненко, 1992]. А. А. Межвилк (1970 г.) выделяет здесь Алданский сдвиг, В. С. Ситников и В. Б. Спектор (1978 г.) – широкую (около 80 км) Вилюйско-Алданскую систему дислокаций, главные особенности которой связываются ими с крупными левосторонними перемещениями вдоль зоны сочленения форланда Бараинской тектонической зоны и расположенной южнее Сибирской платформы.

Подзона дуплекс-антиклинорий

Здесь выделяется Бараинский антиклинорий, в ядре которого выходят на поверхность нижние горизонты кливажированных среднекаменноугольных отложений. Антиклинорий имеет веерообразное строение и представляет собой левостороннюю кулису. На его южном крыле на плоскостях надвигов юго-западной вергентности наблюдаются субгоризонтальные штрихи скольжения северо-западного простираения, свидетельствующие о комбинированной взбросо-сдвиговой кинематике разломов [Прокопьев, Гриненко, 1992]. На противоположном, северо-восточном крыле антиклинория отмечаются складки и разломы юго-западной вергентности. Наиболее крупным нарушением является система Деленджинского надвига, прослеженная на расстояние около 60 км.

Центральная часть сегмента представляет собой дуплекс с пассивной кровлей, передовой вдвиговой клин которого восточнее рамки листа компенсируется субпластовыми срывами противоположного общему направлению северо-восточного падения на границе триасовых и пермских отложений, слагающих фронтальную моноклиналию зоны форланда. Подошвенный надвиг дуплекса трассируется параллельно поверхности кристаллического фундамента и в районе фронтальной моноклиналии переходит на основание триаса [Прокопьев, Гриненко, 1992; Parfenov et al., 1995].

ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС

В пределах территории листа обнажен западный фланг Южно-Верхоянского орогенного пояса, который протягивается по правобережью р. Алдан в субмеридиональном направлении на 800 км при ширине от 60 до 150 км, отделяясь от Сибирской платформы Крайним, Кыллахским и Нельканским надвигами.

Структура пояса определялась как глыбово-складчатая [Пушаровский, 1960, 1972], краевой антиклинорий, [Башарин, 1967], антиклинорий [Пушаровский, 1955; Вихерт, 1961], горст-антиклинорий [Мокшанцев и др., 1964, 1968; Ян-жин-шин, 1983], складчато-глыбовое поднятие [Гусев, 1979] и связывалась с вертикальными перемещениями фундамента. Незначительные угловые несогласия в основании венда и верхнего палеозоя трактовались как проявления байкальской и герцинской складчатости [Резанов, 1968; Мокшанцев и др., 1964, 1968, 1975; Коростелев, 1982; Ян-жин-шин, 1983].

Существенно иные представления о морфологии разломов были высказаны Б. Г. Вороновым (1969 г.) и А. Л. Ставцевым (1971, 1976, 1983). Они полагали, что картируемые на поверхности надвиги с глубиной выполаживаются и не затрагивают кристаллический фундамент, а приразломные складки не имеют корней. Ю. В. Архипов и др. (1981 г.) резкие различия в мощностях рифейских и палеозойских отложений на разных крыльях разломов связывали со значительным тектоническим сближением пород разных структурно-фациальных зон. Были получены доказательства крупных горизонтальных перемещений по надвигам [Парфенов, Прокопьев, 1993; Parfenov et al., 1995; Парфенов и др., 1998]. В процессе детальных структурных исследований доказано, что складчатость формировалась в несколько этапов деформаций в мезозойское время [Прокопьев, 1989], а предвендское и средне-позднепалеозойские угловые несогласия связаны с рифтовыми процессами [Гусев и др., 1985].

Различаются три меридиональные тектонические зоны, прослеживаемые вдоль всего орогенного пояса с запада на восток: Кыллахская, Сетте-Дабанская и Аллах-Юньская [Прокопьев, Дейкуненко, 2001]. Они сложены породами разного возраста и характеризуются различным стилем деформаций.

Кыллахская тектоническая зона

Кыллахская зона протягивается вдоль границы с платформой. Она сложена рифейскими, вендскими, кембрийскими и ордовикскими терригенно-карбонатными отложениями. В центральной и южной частях зоны эти толщи несогласно перекрываются карбонатными отложениями нижнего карбона и терригенными породами нижней перми и нижней юры. Характерны широкие плоские синклинали, разделенные узкими линейными антиклиналями. Структура зоны определяется листрическими надвигами, крутыми вблизи земной поверхности и переходящими на глубине в полого погружающиеся к востоку срывы, которые приурочены к глинистым горизонтам нижнего и среднего рифея [Парфенов, Прокопьев, 1986]. Основными разломами Кыллахской зоны являются: Эбейкэ-Хаятинский, Кыллахский, Нельканский, Гувиндинский, Чагдинский и Акринский надвиги, с которыми связаны асимметричные греб-

невидные антиклинали. По этим разломам совмещены разнофациальные отложения среднего кембрия [Худолей и др., 1991], что позволяет оценить амплитуды горизонтального перемещения по надвигам в десятки километров. В целом Кыллахская зона имеет чешуйчато-надвиговое строение.

Современный структурный план Кыллахской зоны формируют крупные, меридионально ориентированные складки как брахиформного (Горностахская, Эбейкэ-Хаятинская антиклинали, Нижнекербинская, Верхнекербинская, Мутулинская, Чухоней-Хамнинская синклинали), так и линейного (Кыллахская, Усть-Сахаринская, Чагдинская антиклинали, Селендинская, Сарданинская синклинали) типов, с преобладающей западной вергентностью. Углы падения слоев на их крыльях составляют $15\text{--}20^\circ$, возрастая до 70° в зонах крупных разломов. Ширина складок варьирует от 5–7 до 15–20 км при длине от 35–40 до 200 км. Отмечаются более мелкие нарушения дисгармоничного типа, локализованные главным образом в тонкослоистых кембрийских толщах.

Крутые крылья крупных складок, как правило, осложнены взбросами и взбросо-надвигами с восточными падениями сместителей. Величины горизонтальных перемещений по ним, вычисленные по смещениям осей складок и резким изгибам в плане разрывов, достигают нескольких километров [Кропачев, Беляев, 2004]. Нарушения ориентированы в целом параллельно друг другу, образуя серию меридиональных надвиговых чешуй шириной до 25–30 км и длиной до 100–150 км. Внутреннее строение таких чешуй довольно однотипное. Большая их часть обычно сложена широкой корытообразной синклиналью, ось которой резко смещена к восточной границе блока. Широкое и сравнительно пологое крыло синклинали с углами падения слоев до $15\text{--}20^\circ$ постепенно переходит в свод более узкой антиклинали. Ядро последней и ее западное крыло, где углы наклона слоев достигают 70° и больше, обычно сорвано ограничивающим блок разрывом, в результате чего крутые крылья сопряженных складок резко редуцированы, а в некоторых случаях и отсутствуют. В чешуях с таким типом строения слои погружаются главным образом в восточном направлении. И только на участках затухания разрывов или их отклонения от меридионального простирания проявляется полноскладчатая структура, сформированная асимметричными, наклоненными на запад складками.

В зонах надвигов проявлена мелкая складчатость и милониты. Предполагается, что главный срыв трассируется параллельно поверхности раннедокембрийского кристаллического фундамента, полого погружающегося в восточном направлении. В целом Кыллахская тектоническая зона может представлять собой крупный аллохтон. Амплитуда горизонтальных перемещений по фронтальным надвигам Кыллахской зоны была оценена в несколько десятков километров на основе изучения ядра Горностахской антиклинали. Горностахская антиклиналь, расположенная в восточной части Кыллахской зоны, представляет собой крупную (50 км в поперечнике) пологую складку с углами наклона слоев на крыльях $10\text{--}30^\circ$. Ядро антиклинали сложено отложениями нижнего рифея, а крылья – среднего и верхнего рифея, венда и кембрия. На западе Кыллахской зоны эти отложения по Кыллахскому, Эбейке-Хаятинскому и Нельканскому фронтальным надвигам перекрывают субгоризонтально залегающие отложения юры и мела Сибирской платформы [Парфенов, Прокопьев, 1986; Прокопьев, 1989]. На восточное крыло Горностахской анти-

клинали надвинуты венд-кембрийские сложнодеформированные толщи Сетте-Дабанской тектонической зоны. Предполагается, что Горностахская антиклиналь представляет собой рампу, сформированный над крупным аллохтонным кровельным дуплексом [Парфенов и др., 1998]. Такого типа крупные генетически связанные с надвигами рамповые структуры известны в складчато-надвиговых поясах Аппалачей и Североамериканских Кордильер.

Пологие покровно-надвиговые структуры установлены в районе северного замыкания Горностахской антиклинали [Прокопьев, 1989; Parfenov et al., 1995; Прокопьев, Дейкуненко, 2001]. Здесь закартирован крупный аллохтонный покровный комплекс, сложенный породами венда и нижнего кембрия, простирающийся в северо-северо-восточном направлении в виде своеобразного «языка». Этот аллохтонный комплекс шириной до 4,6 км с запада, востока и юга ограничен надвиговыми плоскостями, которые полого (первые градусы) погружаются в сторону его центральной части. На отдельных участках плоскости надвигов – субгоризонтальные. Этот комплекс располагается над кровельным надвигом дуплекса, установленном в ядре Горностахской антиклинали на р. Белая, и его формирование связано с развитием дуплекса и Кыллахского надвига. Аллохтонный комплекс состоит из шести тектонических пластин, образованных повторно присоединяющимися и ответвляющимися пологими надвигами. Мощность пластин колеблется от 250 до 500 м. Породы пластин собраны в открытые складки. Отсутствие интенсивных складчатых деформаций объясняется тем, что реализация движений по разломам происходила в виде скольжения пластин по некомпетентным стратиграфическим горизонтам в западном направлении. В пределах первой пластины закартированы две параллельные субдолготные дайки диабазов, корни которых срезаны подстилающим покровом надвигом и перемещены в западном направлении. Рассчитанная амплитуда горизонтального перемещения достигает 6 км [Прокопьев, Дейкуненко, 2001].

Возможность крупных надвиговых перемещений подтверждается данными сейсмических профилей МОГТ, на которых видно, что фронтальные надвиги имеют листрическое строение и с глубиной выполаживаются, соединяясь с полого залегающим детачментом (базальным срывом). Предполагается, что детачмент трассируется либо в ниже-среднерифейских отложениях, либо по кровле кристаллического фундамента.

Во внутренней части Кыллахской зоны большинство главных разломов ограничивают надвиговые чешуи (Усть-Сахаринский, Гувиндинский, Челатский, Акринский) и являются листрическими. Углы падения их сместителей варьируют в пределах 40–60° на дневной поверхности и выполаживаются с глубиной.

Второстепенные разрывы представлены главным образом взбросами, надвигами, реже сбросами. Протяженность их обычно составляет десятки километров, величины горизонтальных и вертикальных перемещений не превышают первых километров.

Современная покровно-складчатая структура Кыллахской зоны была сформирована в позднемезозойское время. Однако отмечаются и древние предвендские взбросы, надвиги и ассоциирующие с ними складки, деформирующие рифейские отложения и перекрытые несогласно залегающими на них вендскими толщами.

Сетте-Дабанская тектоническая зона

Сетте-Дабанская тектоническая зона протягивается в меридиональном направлении к востоку от Кыллахской зоны и граничит с ней в центральной части и на юге по Улахан-Бамскому, Сеттедабанскому и Окраинному надвигам, а на севере Окраинным разломом отделяется от структур востока Сибирской платформы. Она прослеживается от р. Юдома до р. Томпо более чем на 450 км при ширине от первых десятков км до 60–65 км. Зона сложена интенсивно деформированными породами позднего протерозоя, кембрия, ордовика, силура, девона и карбона и характеризуется сложным структурным рисунком, большой напряженностью складчатых и разрывных дислокаций при общем субмеридиональном их простираии. Ее структурный план формируют линейные складки от мелких (длиной в сотни и шириной в десятки метров) до крупных (протяженностью от десятков км до 100–150 км и шириной 5–15 км). Оси складок располагаются как параллельно, так и кулисообразно друг к другу. Углы падения слоев на крыльях складок сильно варьируют, но преобладают крутые (50–70°), вплоть до вертикальных, иногда запрокинутых. В кембрийских толщах широкое развитие имеет мелкая дисгармоничная складчатость.

Складчатые структуры зоны рассечены многочисленными разрывами разных порядков, количество которых нарастает в восточном направлении. Преобладают взбросы и надвиги преимущественно с восточным, а на юге зоны как с восточным, так и западным падением сместителей. Им подчинены взбросо-сдвиги и сдвиги.

Главные разломы ориентированы в основном в меридиональном направлении. К ним относятся Окраинный, Улахан-Бамский взбросы, Сетте-Дабанский надвиг, ограничивающие зону с запада и имеющие восточные падения сместителей. Строение их сложное. Окраинный взброс к югу от р. Тыры распадается на серию пологих, иногда почти горизонтально залегающих чешуй, по которым вендские отложения Сетте-Дабанской зоны перемещены на запад не менее чем на 10–15 км и надвинуты на рифейские и вендские образования Кыллахской зоны. В бассейне р. Тыры и севернее чешуи сливаются в единую взбросо-надвиговую зону с падением сместителя на восток под углом 30–60°. Сходное строение имеет Улахан-Бамский взброс, по которому рифейские и кембрийские отложения Сетте-Дабанской зоны надвинуты на пермские и юрские породы Кыллахской зоны. Взброс состоит из нескольких чешуй с восточным падением сместителей под углами от почти субгоризонтальных до 40–50°. Сеттедабанский надвиг имеет субпослойный характер и определяется базальной поверхностью срыва, развившейся по пластичным кремнисто-глинистым породам нижнего–среднего кембрия.

В центральной части зоны протягивается Бурхалинский разлом, впервые выделенный В. А. Ивановым [Иванов, 1971]. Он проявлен зоной расланцевания шириной до 2 км, в которой практически вертикально залегающие кембрийские слои приведены в соприкосновение с отложениями ордовика [Иванов, 1971; Прокопьев, 1989]. В зоне разлома наблюдаются зеркала скольжения с горизонтальной штриховкой, а складки имеют вертикальные шарниры. Разлом является левосторонним сдвигом со взбросовой компонентой. Оси складок располагаются кулисно и ориентированы в северо-северо-восточном

направлении под острым углом к разлому, также указывая на левосдвиговый характер перемещений. К северу от р. Тыры и к югу от р. Аллах-Юнь Бурхалинский разлом распадается на серию взбросов и взбросо-сдвигов.

В центральной части зоны Бурхалинского разлома мелкие разрывы субвертикальные и по ним фиксируются чисто сдвиговые перемещения. На западном и восточном флангах зоны разлома плоскости разломов наклонены соответственно на восток и запад, формируя типичную для транспрессионных зон структуру типа цветка и имеют сдвиго-взбросовую кинематику.

Терригенно-карбонатные породы центральной части Сетте-Дабанской зоны зачастую метаморфизованы в зеленосланцевой фации и преобразованы в известково-хлоритовые сланцы. Здесь установлены несколько этапов деформаций складчатых и разрывных структур. Первые два этапа фиксируются лишь линейностями, выраженными бугорчатостью и минеральной штриховкой [Прокопьев, 1989]. Обе линейности наблюдаются на крыльях и замках складок первой генерации. Простираание линейностей северо-восточное, угол между ними 10–15°. Они совместно проявлены лишь в центральной части Сетте-Дабанской зоны.

В третий этап деформаций образовались открытые и сжатые подобные складки с пологими шарнирами северо-северо-восточного простираания. В центральной части зоны складки кулисные, преимущественно конического типа, сланцевый кливаж осевой плоскости субвертикален. На периферии зоны эти складки в основном цилиндрического типа, кливаж скольжения осевой плоскости наклонен на западе зоны на восток, а на востоке – на запад. В едином структурном парагенезисе с ними находятся линейность пересечения кливажа и слоистости, бугорчатость и желобчатость, муллион-структуры, транспозиционные структуры различного типа, будинаж. Складки третьего этапа являются главным структурным элементом Сетте-Дабанской зоны. Они развиты повсеместно, крупные складки хорошо картируются. Их оси ориентированы либо параллельно, либо под небольшим углом (5–20°) к простираанию субдолготных разломов. Коэффициенты сокращения определялись только для этих складок. Общее сокращение только за счет складчатости и кливажа составляет 30–40 % [Прокопьев, 1989].

В четвертый этап деформаций произошло коаксиальное «дожимание» складок предыдущего этапа, выраженное в пологом изгибании плоскостей кливажа. Образовавшиеся складки цилиндрические, малоамплитудные, характеризуются прерывистым распространением. В заключительный этап деформаций сформировались аксоноклинали – концентрические конические складки северо-западного простираания с крутыми шарнирами. Они приурочены к узким зонам разломов долготного простираания и сминают ранее деформированные метаморфизованные толщи. Трещинный кливаж осевой плоскости развит только на севере зоны. В парагенезисе с этими складками находятся кинкбанды трещинного волочения и хрупкопластичные зоны смятия.

Основными разломами на юго-востоке Сетте-Дабанской зоны являются Сетаньинский, Войский, Кимский, Паутский, Фокинский взбросы. Они имеют западное крутое (50–80°) падение и амплитуды перемещений в первые километры. Второстепенные разрывы распространены в Сетте-Дабанской зоне наиболее широко и представлены в основном взбросами, иногда сбросами.

ми. Амплитуды вертикальных перемещений по ним редко превышают нескольких сот метров – 1–1,5 км, а горизонтальных – первые километры. Сдвиги, ориентированные преимущественно в северо-западном направлении, встречаются реже. Они имеют левосдвиговую составляющую и величины горизонтальных смещений в первые сотни метров, редко до 1 км. Зачастую они сопряжены со взбросами.

А. П. Кропачев [Кропачев, Беляев, 2004] подразделяет Сетте-Дабанскую тектоническую зону на три подзоны, различающиеся особенностями строения складчатых и разрывных нарушений: Бурхалинскую, Сахара-Томпонскую и Правоаллахюньскую.

Бурхалинская подзона занимает западную часть Сетте-Дабанской зоны и протягивается с юга на север от бассейна р. Юдома до р. Менкюле почти на 500 км, ширина – до 25 км. Ее восточной границей является Бурхалинский разлом. Породы залегают моноклинально или образуют сравнительно небольшие по размерам складки, зеркало которых полого погружается на восток.

Сахара-Томпонская подзона слагает северо-восточную часть Сетте-Дабанской зоны и в современном эрозионном срезе протягивается более чем на 400 км от бассейна р. Аллах-Юнь на юге до р. Томпо на севере. В плане она образует пологовыпуклую к северо-востоку дугу шириной до 40–45 км. Ее особенностью является развитие крутых складок амплитудой в несколько километров, осложненных многочисленными продольными взбросами, сбросами, иногда надвигами.

Правоаллахюньская подзона расположена в юго-восточной части Сетте-Дабанской зоны, где в виде узкой меридиональной полосы прослеживается почти на 250 км от р. Юдома до бассейна р. Халыя. С Бурхалинской и Сахара-Томпонской подзонами она граничит по Бурхалинскому и Сетаньинскому разломам, а с Южно-Верхоянской тектонической зоной по системе базальных надвигов в основании верхоянского комплекса. Структурный план подзоны весьма сложный. Широкое развитие имеют субпослойные надвиги, взбросы меридионального или северо-северо-восточного простирания, сместители которых падают чаще всего на запад. Амплитуды перемещения по ним достигают сотни метров, возрастая иногда до нескольких километров. Сопрягаясь друг с другом, разрывы образуют в плане узкие линзовидные или ленточной формы блоки. Здесь установлены крутые, часто запрокинутые на восток складки шириной 2–6 км и длиной в несколько десятков километров (Сетаньинская, Семиколенная антиклинали и др.). Оси их ориентированы в меридиональном или северо-восточном направлении и нередко располагаются кулисно.

В Сетте-Дабанской зоне широко развиты субпослойные надвиги. В ряде случаев они сопровождаются повышенным метаморфизмом пород (до зеленосланцевой фации), формированием зон смятия, интенсивного дробления, рассланцевания и пластического течения с широко проявленными структурами будинажа. Зоны смятия, пространственно ассоциирующие с субпослойными надвигами, также имеют субпослойный характер, локализуясь в горизонтах, выполненных достаточно мощными (сотни метров) некомпетентными образованиями.

На северо-западе зона отделена от структур Сибирской платформы Окраинным надвигом, который обычно трактовался как крутой взброс западной

вергентности. Однако, по данным опорного сейсмического профиля 3-ДВ, этот разлом может являться базальным надвигом (детаachment), выполаживающимся с глубиной и по которому образования Сетте-Дабанской тектонической зоны перемещались на образования Сибирской платформы на несколько десятков километров [Третьяков, Прокопьев, 2015].

Аллах-Юньская тектоническая зона

Зона охватывает северо-восточную и юго-восточную части рассматриваемой территории и включает Южно-Верхоянский синклиниорий. Аллах-Юньская тектоническая зона сложена терригенными верхнепалеозойскими породами (верхоянский комплекс) мощностью до 10 км.

На северо-востоке тектонической зоны преобладающим типом деформаций являются широкие складки брахиформного типа с углами падения слоев 5–30° и резко меняющимися простирациями осей. В целом общее простираание структур северо-западное. На значительных участках породы залегают близгоризонтально. Разрывные нарушения преобладающего северо-восточного и северо-западного простирааний имеют ограниченное распространение; амплитуды перемещения по ним, как правило, невелики (до нескольких сот метров), морфокинематическая принадлежность не установлена. Скорее всего, они представлены правыми и левыми сдвигами, возможно, взбросо- или сбросо-сдвигами с небольшими амплитудами горизонтальных смещений.

На юго-востоке территории листа наблюдаются продольные полосы повышенной деформации пород шириной до 5–10 км и протяженностью в десятки–первые сотни километров, которые описываются как зоны смятия [Прокопьев, 1989; Прокопьев, Фридовский, 1989; Гурьев, Худолей и др., 1989; Худолей, Гурьев, 1992]. В них устанавливаются разномасштабные, преимущественно подобные складки, иногда сжатые вплоть до изоклиналей, оси которых либо субпараллельны простираанию зон, либо ориентированы к ним под косым углом и располагаются кулисно.

Региональный сланцевый кливаж имеет западное и северо-западное падение и субпараллелен осевым плоскостям складок, что свидетельствует о связи метаморфизма со взбросо-сдвиговыми дислокациями. Углы падения кливажа варьируют от 45 до 85°. Сместители мелких разрывов наклонены под такими же углами. Широко проявлены процессы транспозиции – перераспределения вещества пород параллельно плоскостям кливажа, что затрудняет правильные оценки истинной мощности деформированных пород. Как в пределах самих зон смятия, так и между ними располагаются участки слабдеформированных пород, подчеркивая неоднородность деформаций.

Восточнее распространены крупные линейные, коробчатые складки, имеющие меридиональное или северо-северо-восточное простираание с преобладающей восточной вергентностью. Оси складок ориентированы под некоторым углом к разломам подзоны, которые представлены в основном сдвигами.

Главными разломами западной части тектонической зоны, имеющими региональный характер, являются Минорский, Аллахюньский, Кидерикинский и Менкюленский разломы, состоящие из нескольких левосторонних взбросо-сдвигов. Они ориентированы в долготном или северо-северо-восточном

направлении, в целом согласно с простиранием основных складчатых структур территории. Минорский разлом сопровождается зоной интенсивного смятия, рассланцевания и пластического течения пород, развитием муллион-структур, будинажа, а также метаморфизмом зеленосланцевой фации [Андрянов, 1973а; Фридовский, 1991, 1995].

Аллахуньский разлом имеет, по всей вероятности, листрический характер и вблизи подошвы верхоянского комплекса приобретает субгоризонтальное залегание [Кропачев, Беляев, 2004]. Он выражен зоной рассланцевания, пластического течения и повышенного метаморфизма, имеющей мощность от десятков метров до нескольких сот метров. К северо-востоку разлом приобретает крутое залегание и на некоторых участках сопровождается участками смятия пород и их зеленосланцевого метаморфизма. Сходное строение имеют Кидерикинский и Менкюленский разломы субдолготного простирания. Они представлены полосами зеленосланцевого метаморфизма в терригенных породах карбона и перми, зонами интенсивного смятия, кливажирования и пластического течения.

В пределах тектонической зоны установлен зональный Южно-Верхоянский метаморфический пояс того же простирания, прослеженный на несколько сот километров к северо-востоку от площади листа при ширине до 60–70 км [Симанович, 1978; Андриянов, 1973а, 1973б, 1983; Неменман, 1991]. Пояс имеет зональное строение. В центральной его части шириной до 20–25 км и протяженностью до 150 км, породы метаморфизованы в условиях биотитовой субфации зеленосланцевой фации.

К востоку и западу от этой полосы, а также к южному и северному флангам пояса, метаморфизм постепенно ослабевает до уровня начального метаморфизма и глубинного эпигенеза. Метаморфическая зональность в региональном плане согласуется с долготным планом складчатых и разрывных дислокаций, но пересекает литостратиграфические границы. Зоны наиболее высокого метаморфизма (биотитовой ступени) тяготеют к взбросо-сдвиговым субдолготным разломам и связанным с ними зонам смятия. В пределах этих полос развиты преимущественно подобные складки, сжатые вплоть до изоклинальных, оси которых простираются в северо-северо-восточном направлении под небольшими углами к стратиграфическим границам и пликативным структурам главной фазы складчатости.

Терригенные отложения карбона и перми в результате динамометаморфизма почти полностью перекристаллизованы и имеют порфиробластовую, гранобластовую и лепидогранобластовую структуры и сланцеватость (сланцевый кливаж). Характерные минеральные ассоциации: кварц + биотит + альбит + эпидот + мусковит и ставролит + гранат + эпидот + мусковит + кварц + биотит + альбит. Максимальные Р-Т условия метаморфизма определяются соответственно в 3–6,5 кбар и 500 °С [Симанович, Андриянов, 1994]. Как в пределах зон смятия, так и между ними располагаются участки слабодеформированных пород, преобразованных в условиях серицит-хлоритовой субфации метаморфизма фации зеленых сланцев. Для них характерны гранобластовые структуры, сланцеватость и кварц + альбит + мусковит + хлоритовая ассоциация новообразованных минералов. Для краевых зон пояса ха-

рактерна ассоциация кварц + альбит + серицит(мусковит) + хлорит [Неменман, 1991].

Условия Р-Т метаморфизма определяются в 2–4 кбара и 150–250 °С [Неменман, 1991]. Возраст метаморфизма в зоне Аллахюньского разлома, установленный по датированию биотита с плоскостей кливажа, наложенного на терригенные породы карбона, составляет $119,4 \pm 0,5$ млн лет (биотит, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) [Prokoriev et al., 2009]. Присутствие описываемого ранее дислокационного метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации [Андриянов, 1973а; Фридовский, 1991, 1995] в зоне Минорского разлома не нашло подтверждения [Prokoriev et al., 2009].

В Аллах-Юньской зоне установлены несколько этапов деформаций [Прокопьев, 1989]. В первый этап деформаций образовались преимущественно подобные складки с пологими шарнирами, ориентированными в северо-северо-восточном направлении. Кливаж скольжения и сланцевый кливаж осевой плоскости субвертикальный либо круто наклонен на запад. В структурном парагенезисе находятся транспозиционные структуры, линейность пересечения кливажа и слоистости, муллион-структуры, будинаж и т.д. Эти складки являются основными структурами тектонической зоны. Они развиты повсеместно и хорошо картируются. Коэффициенты сокращения рассчитывались лишь для этих складок. Общее сокращение только за счет складчатости и кливажа составляет до 50 %. Во второй этап деформаций на вышеописанные структурные формы наложились коаксиальные деформации, выраженные в пологом изгибании крыльев и кливажа ранних складок. Эти складки преимущественно цилиндрические, концентрические, малоамплитудные. В третий этап деформаций были сформированы аксоноклинали (складки с крутыми шарнирами) северо-западного простирания. На севере зоны развит трещинный кливаж осевой плоскости. Складки третьего этапа деформаций и находящиеся с ними в парагенезисе структурные формы (кливаж, линейность, кинкбанды) приурочены к узким зонам субдолготных разломов.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Территория листа Р-53 характеризуется относительно неплохой изученностью глубинного строения земной коры в ее западной и центральной частях и слабой в пределах восточного складчатого региона. Глубинные сейсмические исследования в районе проводились по опорному профилю 3-ДВ [Мильтштейн, Винокуров, 2016], который пересекает и складчатую область, а также по серии малоглубинных сейсмических профилей МОГТ на востоке Алданской антеклизы с заходом в Кыллахскую тектоническую зону фронтальной части Южно-Верхоянского орогенного пояса. Кроме того, территория пересечена одним из наиболее старых профилей ГСЗ, выполненным по линии геотраверса Берёзово–Усть-Мая и имеющим низкое качество сейсмической записи. Имеются скважины глубокого бурения: Ивановская, Мокуйская 100, Усть-Майская 366, Хочомская 1, Чурапчинская 11, Нижнеамгинская 1, Нижнеалданская 1, а также несколько малоглубинных скважин (Хандыгская 1 и др.).

На всю территорию листа имеются средне- и мелкомасштабные карты гравитационного и магнитного полей. Сведения о геологическом строении реги-

она, особенностях его глубинного строения и физических характеристиках геологической среды изложены в публикациях и фондовых материалах [Шапошников, Шапошникова, 1960; Мокшанцев и др., 1968; Николаевский, 1968; Соболев, 1985; В. М. Мишнин, 2003; Парфенов, Кузьмин, 2001; Стогний, 2000, 2005; Кропачев, Беляев, 2004; Старосельцев и др., 2015; Мильштейн, Винокуров, 2016 и др.]. Приводимая ниже характеристика глубинного строения территории основана на интерпретации имеющихся геолого-геофизических данных, а также на опережающей геофизической основе Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 по листу Р-53, представленной в виде комплекта геофизических карт и пояснительной записки [Черников, 2002].

Гравитационное поле на большей части площади отрицательное (от –10 до –35 мГал) и лишь на западе и юго-западе отмечаются положительные значения до 20 мГал. Наблюдается общая тенденция уменьшения среднего значения гравитационного поля в редукции Буге от равнинных участков Сибирской платформы к горным складчатым сооружениям; преимущественное субмеридиональное простирание аномалий различного порядка и зон высоких горизонтальных градиентов на востоке является в целом параллельным структурам Верхояно-Черского орогенного пояса и плавно изгибающимся на северо-запад в соответствии с простиранием Бараинского антиклинория и Приверхоанского прогиба. Уменьшение средних значений аномального поля с запада на восток и к северу обусловлено, вероятно, как погружением наиболее плотных образований архейского кристаллического фундамента с одновременным возрастанием мощности менее плотных складчатых образований рифея и фанерозоя, так и изменением вещественного состава и времени формирования пород фундамента.

Можно выделить три основные области, различающиеся преобладающими величинами условных значений, структурой гравитационных аномалий и, следовательно, особенностями строения глубоких горизонтов земной коры – юго-западную, северную и восточную. Юго-западная область, которой в современном структурном плане соответствует восточная часть Сибирской платформы, характеризуется преобладанием малоконтрастных условных значений поля силы тяжести от +20 до –20–25 мГал. Наибольшие значения (от 0 до +20 мГал) соответствуют апикальной части Якутского поднятия кристаллического фундамента и, по всей вероятности, такому же поднятию на юго-западе листа, где также выделяется относительный максимум (max > 20 мГал).

Северная область отличается резко дифференцированным полем с перепадом значений от –20 до –75 мГал. Здесь на правобережье р. Алдан располагается относительный минимум силы тяжести, ось которого (min > –100 мГал) образует выпуклую на северо-восток дугу, соответствуя наиболее прогнутой части Приверхоанского краевого прогиба и Нижнеалданской кайнозойской впадины. В верховьях р. Томпо в пределах складчатой области на продолжении структур Сетте-Дабана размещен относительный максимум (max до –25 мГал), имеющий северо-западную ориентировку и связанный, вероятно, с дуплексной природой Бараинской тектонической зоны [Прокопьев, Дейкуненко, 2001].

Западная область, включающая Кыллахскую тектоническую зону и западный фланг Сетте-Дабанской тектонической зоны, характеризуется преобладанием условных значений поля силы тяжести от –10 до –70–80 мГал, варьиро-

ющими простираниями изоаномал, наличием крупных относительных максимумов и минимумов, оси которых при преобладающей меридиональной ориентировке нередко отклоняются на северо-запад или принимают субширотное направление. Вдоль осевой части Сетте-Дабанской тектонической зоны выделяется относительный максимум (max до -30 мГал), а на юге Кыллахской тектонической зоны в бассейне среднего течения р. Аллах-Юнь – относительный минимум субмеридионального простирания (min > -55 мГал).

Таким образом, в гравитационном поле западной области доминирующая роль принадлежит относительным максимумам силы тяжести, указывающим на широкое развитие в кристаллическом фундаменте плотных, вероятно, архейских образований, погруженных на различную глубину. Относительные минимумы, формирующие северо-западные и меридионально ориентированные полосы на севере-востоке листа, свидетельствуют о наличии здесь зоны разуплотнения, обусловленной присутствием измененных архейских образований и размещенных среди них более легких пород, возможно, постархейского (протерозойского?) возраста.

Магнитное поле характеризуется контрастным строением. В центральной и юго-западной частях листа оно положительное, а в остальных частях – отрицательное. Среди крупных изометричных положительных аномалий выделяется крупный Хандыгский максимум (свыше $+10$ мЭ), расположенный в нижнем течении рек Вост. Хандыга и Томпо, а также менее интенсивные, локализованные в нижнем течении рек Хамна, Амга, в междуречье Керби-Дюнекян, в верховьях рек Миль и Нотора. Считается, что эти аномалии являются следствием неоднородности кристаллического фундамента. Хандыгский максимум связывается с крупным базит-гипербазитовым массивом [Соболев, 1984], возможно, докембрийского возраста. Глубина залегания верхней кромки магнитоактивного тела, с которым связана эта аномалия, оценивается, по одним данным, в $10-12$ км [Гафаров, 1976; Мокшанцев и др., 1968; Николаевский, 1968; Соболев, 1984], а по другим в $5,6-6,2$ км [Парфенов, 1985] от современной поверхности. Хандыгскую аномалию также рассматривают как кольцевую тектоно-магматическую макроструктуру, оказавшую существенное влияние на металлогению северной части Сетте-Дабанской тектонической зоны [Соболев, 1984]. Предполагается, что остальные положительные магнитные аномалии в пределах Сибирской платформы, трассирующиеся в целом цепочкой северо-западного простирания, маркируют границы крупных террейнов кристаллического фундамента [Смелов, Тимофеев, 2003; Smelov, Timofeev, 2007].

В публикациях, посвященных глубинному строению этой части Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой области [Шапошников, Шапошникова, 1960; Еловских, 1961; Шапошников, 1962; Штех, 1967; Андрусенко, 1969; Бабаян, 1972; Мокшанцев, 1976; Мокшанцев и др., 1968, 1975₁, 1975₂, 1977; Гусев, 1979; В. М. Мишнин, 2003; Егоров, 2004; Мильштейн, Винокуров, 2016 и др.], нет единого мнения о глубинах залегания поверхностей Конрада и Мохоровичича (Мохо), консолидированной коры и ее составе и возрасте. Для оценки положения основных граничных поверхностей были использованы два геолого-геофизических разреза земной коры, построенные вкрест простирания основных тектонических структур. Один был выполнен

на основе компьютерного двухмерного моделирования по имеющимся данным магнитного и гравитационного полей [Прокопьев, 1998], а другой – по данным интерпретации опорного сейсмического профиля 3-ДВ [Старосельцев и др., 2015; Третьяков, Прокопьев, 2015; Мильштейн, Винокуров, 2016] и сейсмической съемки по линии геотраверса Берёзово–Усть-Мая [Егоров, 2004].

По результатам интерпретации сейсмических данных по профилю 3-ДВ была построена геолого-геофизическая модель [Мильштейн, Винокуров, 2016]. Было установлено, что характерной «геометрической» особенностью верхней части севера Южно-Верхоянского орогенного пояса является клиновидное погружение по системе надвигов деформированных образований в восточном направлении. Нижняя часть представлена контрастной расслоенной зоной, погружающейся в западном направлении под окраину Сибирской платформы на глубину более 50 км. В целом орогенный пояс в разрезе представляет собой сложнопостроенный тектонический комплекс с явно выраженной надвиговой структурой, чаще состоящей из повторяющихся в стратиграфическом отношении пластин и, возможно, опрокинутых складок. Пластины взброшены и надвинуты друг на друга. Поверхности сместителей наклонены к востоку под углом 45–65° [Мильштейн, Винокуров, 2016] (рис. 10).

Некоторые интерпретации глубинного строения фронтальной части Южно-Верхоянского орогенного пояса, по данным опорного сейсмического профиля 3-ДВ, позволяют предполагать здесь высокоамплитудные надвиговые перемещения. Глубинная структура верхней части земной коры в центральном сегменте пояса может определяться крупными дуплексами и вдвиговыми клиньями, образовавшимися в позднемезозойское время и приведшими к увеличению ее мощности, а наблюдаемая деструкция поверхности фундамента (консолидированной коры) обусловлена процессами рифейского и среднепалеозойского рифтогенеза [Третьяков, Прокопьев, 2015] (рис. 11).

По данным опорного сейсмического профиля 3-ДВ, глубина залегания поверхности Мохо на севере листа под осевой частью Южно-Верхоянского орогенного пояса достигает 50 км, плавно поднимаясь в западном направлении до 40 км в районе Хандыгской скважины (р. Алдан, Хандыгская положительная магнитная аномалия), и вновь погружаясь до 50 км в районе Хочомской скважины в низовьях р. Амга. В восточном направлении от осевой части орогенного пояса происходит подъем границы Мохо до 45 км [Мильштейн, Винокуров, 2016]. Эти значения несколько выше прежних оценок [Егоров, 2004; Мишнин, 2003], но очень близки к значениям, полученным при построении карты мощности земной коры Якутии [Прокопьев, 1998; Прокопьев и др., 2001].

Территория характеризуется в целом утолщенной литосферой. В центральной части листа ее мощность составляет свыше 120 км в осевой части узкого литосферного «киля» северо-западного простирания. К югу и северу от него литосфера плавно утоняется до 60 и 100 км соответственно. Под Бараинским антиклинорием располагается субширотная высокоградиентная зона неясного происхождения, трассирующая границу резкого изменения глубины залегания подошвы литосферы, севернее которой наблюдается утонение литосферы до 90–70 км [Карта рельефа подошвы литосферы ..., 1995].

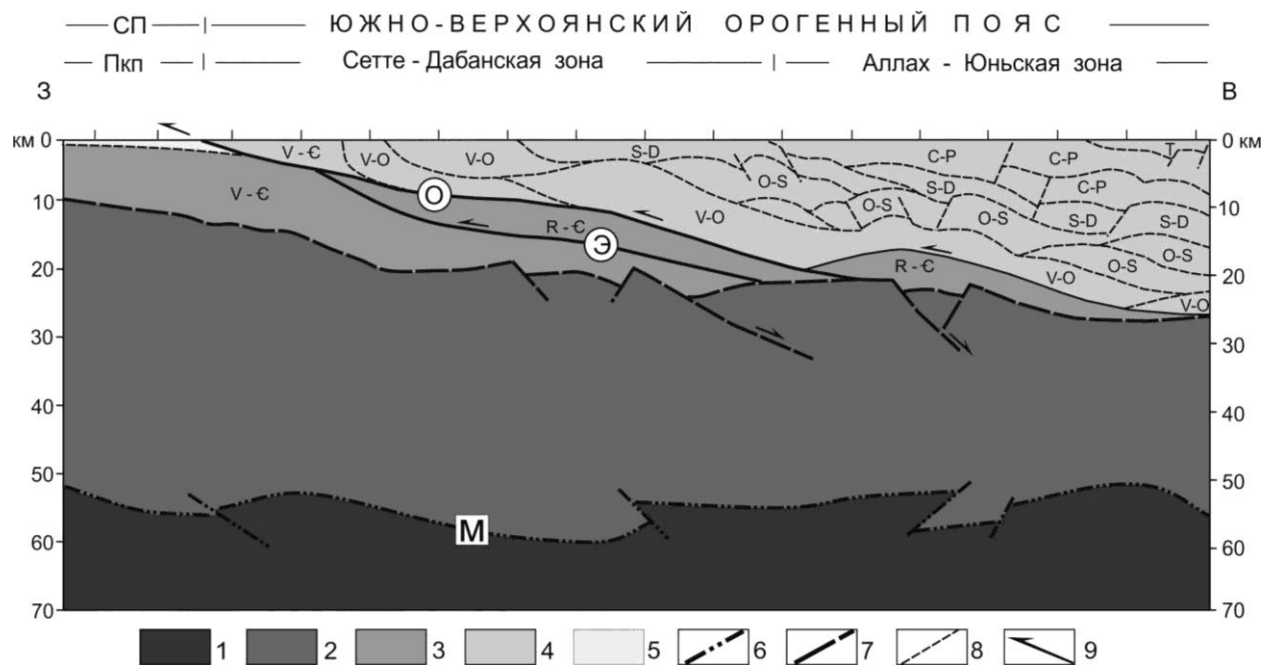


Рис. 11. Схематичный геологический разрез по данным профиля 3-ДВ [Третьяков, Прокопьев, 2015].

1 – верхняя мантия, 2 – консолидированная кора; осадочные комплексы: 3 – домелового чехла Сибирской платформы; 4 – Сетте-Дабанской и Аллах-Юньской тектонических зон; 5 – Приверхоянского краевого прогиба; границы: 6 – поверхности Мохо, 7 – поверхности консолидированной коры, 8 – осадочных комплексов; 9 – надвиги; буквенные обозначения: СП – Сибирская платформа, Пкп – Приверхоянский краевой прогиб, М – поверхность Мохо; надвиги: О – Окраинный, Э – Эбейке-Хаятинский.

Положение поверхности кристаллического фундамента на Сибирской платформе и кровли консолидированного фундамента в пределах складчатой области рассчитано по гравиметрическим данным [Мишнин, 2003; Прокопьев, 1998], а для северной и центральной частей территории листа – с использованием данных опорного профиля 3-ДВ [Мильштейн, Винокуров, 2016], серии сейсмических профилей МОГТ [Григорьева, 2010, 2012, 2014] и нескольких глубоких скважин. Наименьшие глубины залегания кристаллического фундамента установлены на юго-западе исследованной территории и ее центральной части. В районе Якутского поднятия мощность осадочного чехла сокращена менее чем до 1 км, плавно возрастающая в северном и восточном направлениях. Перед фронтом орогенного пояса глубина залегания фундамента на востоке возрастает до ~10–12 км, а на севере до ~8 км. Фундамент вскрыт глубокими скважинами: в Ивановской на глубине ~3500 м, в Хочомской ~2020 м, в Нижнеамгинской ~1020 м. На юге в пределах Алдано-Майского прогиба фундамент погружается до глубин ~5–7 км.

По данным опорного профиля 3-ДВ, на севере Южно-Верхоянского орогенного пояса поверхность консолидированной коры испытывает погружение до ~20 км [Мильштейн, Винокуров, 2016; Третьяков, Прокопьев, 2015]. Этот консолидированный фундамент является частью континентальной коры Северо-Азиатского кратона, слагающая его восточную опущенную окраину. К. К. Шапошниковым и К. И. Шапошниковой [Шапошников, Шапошникова, 1960] по данным гравимагнитной съемки в северной части орогенного пояса были установлены ступени, ограниченные разломами, по которым в восточном направлении происходит опускание блоков консолидированной коры. Этими же авторами были впервые рассчитаны амплитуды вертикальных смещений по крупным разломам севера Сетте-Дабанской тектонической зоны. На сейсмических профилях МОГТ были выделены разломы, деформирующие платформенный кристаллический фундамент, которые по своей кинематике являются в основном сбросами, реже сбросо-сдвигами.

Выделяются следующие геодинамические комплексы кристаллического фундамента [Смелов, Тимофеев, 2003; Smelov, Timofeev, 2007]. На севере и востоке расположен южный фланг Лено-Алданского орогенного пояса (террейна), сложенного метаморфическими породами мезопротерозойского возраста. Пояс протягивается вдоль восточной окраины Северо-Азиатского кратона и под образованиями Верхояно-Колымской складчатой области. В скв. Ивановская под пермскими отложениями вскрыты кристаллические породы, представленные биотитовыми и биотит-мусковитовыми микрогнейсами, метапесчаниками, кварцитосланцами, гранат-амфиболовыми кристаллическими сланцами, степень метаморфизма которых отвечает условиям зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Установлено, что источником для метаосадочных пород этой части погребенного кратона могли являться породы по крайней мере двух возрастных категорий, имеющих в среднем палеозойско-мезопротерозойский возраст ($T_{Nd}(2DM_{2st}) = 2,3–2,5$ и $1,0–1,6$ млрд лет) [Смелов, Тимофеев, 2003]. На возможность существования мезопротерозойских метаморфических комплексов указывают и находки в средне-верхнерифейских отложениях Южно-Верхоянского орогенного пояса цирконов с возрастом 1500–1050 млрд лет [Rainbird et al., 1998, Khudoley et al., 2001, 2015].

На западе протягивается фрагмент Учурского гранулит-парагнейсового террейна. Согласно Sm-Nd данным, источником парагнейсов служили породы с возрастом 2,6–2,1 млрд лет, то есть метаморфизм, вероятно, имел место после 2,1 млрд лет. Расположенный восточнее Батомгский гранит-зеленокаменный составной террейн граничит с Учурским террейном по Улканскому разлому, который трассируется под осадочным чехлом Сибирской платформы по интенсивным положительным линейным магнитным аномалиям. Nd модельный возраст ~2,4–2,1 млрд лет указывает на его палеопротерозойский возраст [Smelov, Timofeev, 2007].

Батомгский гранит-зеленокаменный и Учурский гранулит-парагнейсовый террейны, а также разделяющий их Улканский разлом южнее исследованной территории перекрыты вулканогенно-осадочными образованиями улканской серии. Возраст цирконов из риолитов серии оценивается в 1,7–1,8 млрд лет [Неймарк и др., 1992, Тугаринов и др., 1965], а возраст прорывающих их гранитов и роговообманковых сиенитов – 1,7–1,72 млрд лет [Неймарк и др., 1992]. Тыринский палеопротерозойский террейн, занимающий центральную часть листа, выделен на основании аэромагнитных данных и, возможно, является продолжением Батомгского террейна [Smelov, Timofeev, 2007].

На востоке Сетте-Дабанской тектонической зоны и под северной частью Аллах-Юньской тектонической зоны в фундаменте консолидированной коры предполагается присутствие грабенообразных структур меридионального простираения, ограниченных сбросами (Сетте-Дабанский палеорифт) [Третьяков, 2004; Третьяков, Прокопьев, 2015].

Тепловой поток на большей части территории имеет повышенные значения [Лысак и др., 1992]. В центральной части листа его интенсивность достигает 50 мВт/м², уменьшаясь в юго-западном направлении и увеличиваясь на северо-восток до 70 мВт/м².

Восточнее исследованной территории трассируется меридиональная граница Евразийской и Охотоморской литосферных плит, имеющая правостороннюю сдвиговую кинематику [Имаев и др., 2000; Козьмин и др., 2001; Maskey et al., 2010]. С этим связана повышенная сейсмичность района. Сейсмичность малоглубинная, коровая (глубина очагов < 35 км). Преобладают землетрясения с $M < 3$, но отмечено и значительное число толчков с $3,0 < M < 4,0$. Крупнейшее из зафиксированных сейсмических событий отмечено в верховьях р. Ханда (Белая) ($M = 6,5$, 14.04.1951 г.). По реконструкции фокальных механизмов очагов крупных землетрясений установлены сдвиговые и сбросо-сдвиговые и надвиговые типы подвижек [Козьмин и др., 2001].

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологическое развитие территории происходило в несколько крупных этапов, соответствующих выделенным структурным ярусам.

Архейско-раннепротерозойский этап

Этот этап геологического развития может быть реконструирован в общих чертах и в основном на материалах по кристаллическому фундаменту, вскрытому в нескольких глубоких скважинах.

Батомгский и Тырынский гранит-зеленокаменные террейны являлись частью Восточно-Якутского кратона, а расположенный западнее гранулит-парагнейсовый Учурский террейн входил в состав Хапчано-Учурского орогенного пояса [Смелов, Тимофеев, 2003]. Согласно палеогеодинамическим реконструкциям [Smelov et al., 2010], эти террейны уже в раннем палеопротерозое (2500–2000 млн лет) представляли собой единый Восточно-Алданский супертеррейн. Расположенный в настоящее время восточнее Охотский гранулит-ортогнейсовый террейн являлся микроконтинентом и располагался в непосредственной близости от Восточно-Алданского супертеррейна, граница с которым проходила, предположительно, по трансформному разлому. В середине палеопротерозоя (2000–1900 млн лет) к Восточно-Алданскому супертеррейну присоединился Охотский террейн и образовался Северо-Азиатский кратон. В позднем палеопротерозое (1900–1600 млн лет) на его восточной окраине (здесь и далее в современных координатах) произошли рифтогенные процессы, в результате которых сформировались Билякчанский и расположенный южнее Улканский грабены, образования которых вскрыты к югу и юго-востоку от листа карты [Константиновский, 1974]. В мезопротерозое на севере изученной территории был сформирован Лено-Алданский орогенный пояс в результате коллизии Северо-Азиатского кратона и мезопротерозойского микроконтинента, сопровождавшейся метаморфизмом в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций [Смелов, Тимофеев, 2003; Smelov, Timofeev, 2007].

Раннерифейский этап

К началу рифея на территории Северо-Азиатского кратона существовал крупный континентальный блок, в состав которого входили кристаллические массивы (Охотский, Омолонский) и блок «несибирского» происхождения, содержащий кристаллические породы с нетипичным для фундамента Сибирской платформы возрастом 2000–2100 млн лет, что было установлено по при-

сутствию обломочных цирконов этого возраста в песчаниках учурской серии [Худолей, 2003; Khudoley et al., 2015]. Снос кластики в раннерифейский осадочный бассейн происходил как со стороны Сибирской платформы, так и со стороны этого блока «несибирского» происхождения. Внутрикратонный раннерифейский бассейн осадконакопления был окружен континентальными блоками и сам располагался на континентальной коре. В течение большей части раннего рифея происходило формирование в обстановке растяжения рифтогенного бассейна и отлагались сначала в континентальных условиях грубообломочные пестроцветные толщи, а затем в прибрежно-морских и субконтинентальных фациях терригенно-карбонатные осадки. После углубления дна бассейна осадконакопление происходило в обстановке глубоководного шельфа. Позднее, вследствие начавшегося воздымания на прилегающей части Сибирской платформы, образовался клин терригенных и терригенно-карбонатных осадков, проградировавший в восточном направлении и постепенно заполнявший морской бассейн [Кропачев, Беляев, 2004]. Раннерифейская стадия завершилась деформационным событием, интенсивность которого нарастала на восток [Ян-жин-шин, 1983]. Об этом свидетельствует характер углового и азимутального несогласия на границе нижнего и среднего рифея в ядре Горностахской антиклинали и увеличение в этом направлении амплитуды предсреднерифейского размыва. В целом тектоническую обстановку раннего–позднего рифея следует определить как обстановку внутрикратонного бассейна, но не пассивной континентальной окраины. На сейсмических профилях МОГТ наблюдаются сбросы, деформирующие кристаллический фундамент платформы [Григорьева, 2010, 2012, 2014], происхождение которых, вероятно, тоже связано с раннерифейским растяжением. На юге территории произошло формирование Алдано-Майского прогиба, выполненного породами терригенно-карбонатной формации нижнего рифея. В конце раннего – начале среднего рифея имело место магматическое событие с внедрением даек основного состава [Khudoley et al, 2007], но его масштаб неясен.

Средне-позднерифейский этап

В среднем рифее (аймчанское, керпыльское и лахандинское время) накапливались слабоизменчивые комплексы внутрикратонного осадочного бассейна. В начале среднего рифея (аймчанское время) преобладали обстановки однонаправленных потоков, песчаных баров и пляжей, возможно, обстановки надприливной зоны мелководного моря. Снос обломочного материала происходил со стороны Сибирской платформы, и, вероятно, с востока, со стороны Охотского террейна [Худолей, 2003]. В керпыльское время произошла обширная трансгрессия. Обстановки осадконакопления варьировали от лагун и однонаправленных потоков до песчаных пляжей и приливной зоны. В позднекерпыльское время осадконакопление происходило в обстановке строматолитовой карбонатной платформы при крайне низкой активности источников сноса обломочного материала. В лахандинское время существовала строматолитовая карбонатная платформа. В восточном направлении бассейн становится более глубоководным и лагунные и надприливные обстановки осадконакопления сменяются обстановками шельфа при значительном удалении

источников сноса. Наличие ритмов масштаба серий обусловлено глобальными колебаниями уровня моря, что, вместе с данными по составу изотопов Sr [Семихатов и др., 2002], предполагает наличие связи внутрикратонного бассейна с Мировым океаном. Слабая корреляция между ритмами более высокого порядка указывает на периодическую частичную или полную изоляцию бассейна [Худолей, 2003].

В позднерифейское (уйское время) произошел континентальный рифтогенез и резкая смена терригенно-карбонатного осадконакопления на преимущественно терригенное. Тектоническая обстановка осадконакопления претерпела значительные изменения и заметно отличалась от седиментогенеза подстилающих толщ. В целом как содержание песчаников, так и их грубозернистость возрастают к краям бассейна, свидетельствуя, что источники сноса находились и к западу, и к востоку от него. Предполагается, что в раннеуйское время осадконакопление происходило преимущественно в обстановках типа надприливной зоны или пляжа. В то же время наблюдаемая по всему бассейну многопорядковая ритмичность с широким развитием регрессивных циклов мощностью в первые метры и песчаников с полимодальной и однонаправленной косою слоистостью могут указывать на обстановки осадконакопления типа подводной части дельты. Седиментогенез средней части уйской серии происходил в относительно глубоководных условиях. Имеющиеся признаки турбидитов могут указывать на существование подводных каналов. Обмеление бассейна шло в западном направлении. В позднеуйское время преобладающими обстановками осадконакопления были прибрежно-морские (песчаные бары и пляжи), а также, вероятно, аллювиальные и дельтовые. Седиментогенез контролировался серией литрических сбросов, поверхности сместителей которых были наклонены от платформы к бассейну. Был широко проявлен основной магматизм улахан-бамского комплекса, представленный силлами долеритов и габбродолеритов, реже дайками, а также покровами базальтов [Сухоруков, 2003].

На востоке территории в конце рифея имела место регионально проявленная фаза складчатости, приведшая к формированию в основании венда серии локальных угловых несогласий, в отдельных случаях достигающих 15°. Происходило формирование асимметричных складок, иногда запрокинутых на северо-запад, и наклоненных на восток надвигов и взбросов [Архипов и др., 1981; Ян-жин-шин, 1983]. Надвиги трассируются в субмеридиональном направлении через все Южное Верхоянье, отделяя область с наличием положительных складок и незначительных угловых несогласий от области с параллельным несогласием в основании вышележащего венда. Особенно отчетливо деформации этого возраста проявлены на крыльях и северном замыкании Горностахской антиклинали. Амплитуда предвендского размыва локально достигала не менее 2–4 км [Ян-жин-шин, 1983]. На сейсмических профилях МОГТ это угловое несогласие в первые градусы отчетливо наблюдается [Григорьева, 2010, 2012, 2014] в пределах восточной части Сибирской платформы, где в восточном направлении горизонтально залегающие вендские толщи перекрывают различные горизонты среднего и верхнего рифея. Возможно, эти структурные преобразования были обязаны коллизионным процессам, проявившимся скорее севернее и восточнее рассматриваемой территории. Предполагается, что в результате был сформирован рифейский Лено-Алданский

орогенный пояс, располагавшийся в основании позднемезозойской Верхояно-Колымской складчатой области [Смелов и др., 2001].

Вендско-раннепалеозойский этап

На западе территории на Сибирской платформе в вендское время произошел разрыв. Маломощные прибрежно-морские терригенно-карбонатные вендские и кембрийские осадки накапливались в эпиконтинентальном морском бассейне, который к востоку сменялся обстановками пассивной континентальной окраины. Мощность отложений увеличивалась в этом же направлении. Существовали барьерные рифы, фронт которых на протяжении кембрийского времени смещался к востоку. Формировались клиноформы, проградировавшие также на восток. В пределах северного склона Якутского поднятия осадконакопления не происходило либо эти отложения были размыты.

В Кыллахской и Сетте-Дабанской тектонических зонах начался режим пассивной континентальной окраины, который в позднем венде был осложнен кратковременным импульсом континентального рифтогенеза и внедрением интрузий долеритовой формации (горбинский комплекс). Позднее, до конца венда, существовал режим, промежуточный между рифтогенным и типично пассивноокраинным [Сухоруков, 2003]. Формировавшаяся карбонатная платформа развивалась под влиянием вялотекущих процессов синхронного рифтогенеза, что сопровождалось ее дроблением, подвижками по разломам и внедрением даек долеритов. Возможно также, что такое сложное сочетание шельфовых и рифтогенных условий явилось отражением событий рифтогенеза, происходивших в восточных районах Верхоянья. Нисходящие движения в это время распространились на большие территории и охватили не только районы современных Кыллахской и Сетте-Дабанской зон, но и прилегающую часть Сибирской платформы, что отразилось в смене резко изменчивых континентальных терригенных фаций сравнительно выдержанными по латерали мелководноморскими преимущественно карбонатными и терригенно-карбонатными с трансгрессивным типом строения.

Пассивноокраинный этап на востоке изученной территории продолжился в кембрии. В Кыллахской тектонической зоне накапливались прибрежно-морские осадки, а в Сетте-Дабанской зоне преобладали глубоководные условия седиментации. С ленского по амгинский век в Кыллахской зоне располагался глубокий шельф, на котором отлагались в условиях некомпенсированного осадконакоплением прогибания кремнисто-карбонатно-глинистые осадки, обогащенные углеродистым веществом и содержащие желваки фосфоритов. Был сформирован осадочный комплекс мощностью от 100 до 700 м. Глубина морского бассейна могла достигать в это время нескольких сот метров. С майского века (чайское время) в результате воздымания прилегающей части Сибирского континента перед его фронтом сформировался осадочный клин, постепенно продвигавшийся на восток, в глубь морского бассейна [Сухов, 1983]. Этот клин был выполнен флишоидными песками, переслаивающимися карбонатными илами, глинами с линзовидными телами конседиментационных карбонатных брекчий, образовавшими средне-верхнекембрийскую терригенно-

карбонатную формацию мощностью до 1250 м (чайская, усть-майская, кербинская свиты), и представлял собой комплекс заполнения глубоководного шельфа. Глубоководный шельф на прилегающей части платформы в конце кембрия сменился мелководным, который позднее переместился к востоку и в течение раннего и среднего ордовика охватил всю территорию Кыллахской зоны.

В Сетте-Дабанской зоне в это время преобладали глубоководные условия седиментации. В кембрии осадконакопление происходило здесь в подножье и переходило от склона к подножью. На подножье, с глубиной, приближающейся к уровню карбонатной компенсации, в раннем и начале среднего кембрия отлагались тонкослоистые кремнисто-глинистые осадки (акринская свита). Таким образом, на востоке изученной территории в кембрии осадконакопление происходило в обстановке шельфа, склона и, возможно, подножья. Во второй половине кембрия, вследствие большого притока со стороны шельфа карбонатно-обломочного материала, подножье было заполнено сложнопостроенной призмой осадков. Происходило накопление турбидитов, контуритов и олистостром [Худолей и др., 1991].

По всей вероятности, начиная с конца кембрия, на востоке Сибирской платформы осадконакопление не происходило. На кембрийских отложениях повсеместно с размывом залегают породы юры.

В раннем и среднем ордовике на востоке территории (Кыллахская тектоническая зона) существовал режим карбонатной платформы, сменяющийся в восточном направлении (Сетте-Дабанская зона) условиями склона и подножья. Снос обломочного материала происходил со стороны платформы – по всей видимости, в основном размывались терригенно-карбонатные отложения венда и кембрия. Развивался шлейф осадков, выполненный карбонатными турбидитами (от дистальных до проксимальных), известковистыми глинами пелагического облика, известняками суммарной мощностью от 1500 м на юге до 5600 м на севере. На некоторых участках склон рассекался подводными каньонами. В середине ордовика глубоководный морской бассейн был заполнен проградировавшими на восток и северо-восток осадками, и в позднелабыстакское время на рассматриваемой территории в условиях шельфа накапливались отложения терригенно-карбонатной формации (до 1400 м), содержащие обильный органогенный детрит. В венлокское и лудловское время существовал мелководный карбонатный шельфовый бассейн с формированием биогермных массивов, а в конце позднего силура в мелководных лагунах происходило накопление сульфатно-карбонатных брекчий.

В среднем–позднем ордовике, вероятно, и в силуре, имел место кратковременный континентальный рифтогенез, сопровождавшийся внедрением массивов щелочно-ультраосновной с карбонатами формации (лединский комплекс, средний ордовик), даек и силлов трахидолеритовой формации (суордахский комплекс, средний–поздний ордовик). В это время на юго-западном фланге Охотского террейна (за пределами территории) был проявлен надсубдукционный гранитоидный магматизм, на что указывают U-Pb и Sm-Nd датировки гранитных плутонов на Верхнемайском поднятии в 445 и 468 млн лет [Кузьмин и др., 2003]. Таким образом, можно предположить, что на южной окраине Охотского террейна в это время существовала активная континентальная окраина, а рифтогенные процессы в Южном Верхоянье

происходили в ее тылу [Худолей, Прокопьев, 2018]. Процессы имели прерывисто-пульсационный характер и привели к формированию сложнопостроенных комплексов, отделенных друг от друга поверхностями региональных стратиграфических, иногда локальных угловых несогласий: среднеордовикского и среднеордовикско-силурийского возраста.

Среднепалеозойский этап

В этот этап произошел масштабный континентальный рифтогенез, широко проявленный на востоке Северо-Азиатского кратона. В Сетте-Дабанской зоне перед началом формирования нижнедевонского комплекса или какое-то время синхронно с ним была вспышка магматизма, приведшая к возникновению большого количества даек габбродолеритовой формации (сеттедабанский комплекс, поздний силур–ранний девон). В ранние фазы развития нижне-среднедевонского и франского комплексов имели место излияния умеренно-щелочных эффузивов трахибазальтовой формации. Последующее развитие рассматриваемых комплексов происходило в условиях вялотекущего рифтогенеза, преобладания нисходящих движений и формирования карбонатных, терригенно-карбонатных, сульфатно-карбонатных отложений, в составе которых определенную роль играли продукты щелочного и умереннощелочного базитового вулканизма. В фаменском веке произошло излияние натриевых базальтов, представленных пиллоу-лавами мощностью до 100–120 м. Они располагались в известняково-алевролитово-калькаренитовой формации, состоящей из дистальных турбидитов с горизонтами олистостром, крупными отторженцами карбонатных и магматических пород, и маркировали наиболее прогнутую часть рифта (осевую долину). На остальной части Сетте-Дабанской зоны располагалась бортовая часть рифта, выполненная терригенно-карбонатными отложениями, иногда с вулканокластическими породами щелочно-основного или щелочно-ультраосновного состава. В целом Сетте-Дабанский палеорифт имел сложное строение и состоял из серии протяженных линейных грабенов и разделяющих их поднятий [Сагир, 1997; Левашов, 1974]. Можно предполагать, что он раскрывался в северном направлении и большая его часть в настоящее время погребена под верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями верхоянского комплекса. Основные региональные стратиграфические, иногда локальные угловые несогласия этого времени – нижнедевонское, нижне-среднедевонское и франское [Кропачев, Беляев, 2004].

В позднедевонское время происходило формирование магматических комплексов сиенит-карбонатитовой (левосахаринский комплекс) и габбродолеритовой (кыллахский комплекс) формаций.

В позднем фамене–раннем турне произошла существенная активизация тектонических процессов. На значительной территории отложения карбона отделены от подстилающих угловым несогласием, но его природа различна [Худолей, Гурьев, 1998]. На севере Сетте-Дабанской зоны оно обычно не превышает 15–25° и обусловлено не только размывом, но и резким перепадом мощностей и фациальной изменчивостью подстилающих толщ, что ука-

зывает на формирование конседиментационных поднятий и прогибов [Гурьев, 1989; Худoley, Гурьев, 1998, Khudoley, Guriev, 1994].

Вторая половина турнейского и большая часть визейского веков характеризуется обширной трансгрессией, и в направлении к Сибирской платформе отложения карбона залегают на все более древних толщах до кембрия включительно, хотя без существенных угловых несогласий в основании. По всему региону происходило накопление мелководных осадков карбонатной платформы с многочисленными кораллами и брахиоподами. В это время относительной стабилизации отлагаются массивные карбонаты, реже эвапориты [Худoley, Гурьев, 1998].

В конце визейского века тектоническая активность резко возрастает и происходит разрушение карбонатной платформы. После кратковременных шельфовых условий в начале раннего карбона в Сетте-Дабанской зоне сформировался крутой склон, переходящий в подножье, на котором накапливались сложнопереслаивающиеся кремнисто-глинисто-известняковые осадки с горизонтами карбонатных турбидитов, обвально-оползневых хаотических брекчий (олиостромов), крупными отторженцами пород девона [Абрамов, 1970; Кропачев и др., 19886]. Отмечается слабый вулканизм, представленный туфами андезитов и редкими согласными телами основного состава. Вероятно, западная часть Сетте-Дабанской зоны представляла собой карбонатную платформу, а сочленение с глубоководной впадиной осуществлялось через крутой уступ, представленный, по всей видимости, серией листрических сбросов. За короткий интервал времени (позднее визе) накопилось не менее 2–2,5 км отложений с признаками активного массопереноса вещества и преобладанием карбонатных турбидитов. Накопление осадочного комплекса происходило в небольших подводных конусах выноса со скоростью не менее 540 м за миллион лет [Худoley и др., 1995; Худoley, Гурьев, 1998].

В раннем карбоне происходило внедрение силлов, штоков и даек габбро-долеритовой формации (ольчанский комплекс).

В результате среднепалеозойского рифтогенеза могло произойти отодвигание Охотского террейна от края Северо-Азиатского кратона путем вращения по часовой стрелке, что согласуется как с палеомагнитными данными [Павлов и др., 1991], так и с тем, что наибольший объем синрифтового магматизма и, следовательно, максимальное растяжение имели место на севере Сетте-Дабанской зоны. В настоящее время нет достоверных данных, привело ли это к разрыву континентальной и новообразованию океанической кор.

Юго-восточнее изученной территории на Охотском террейне в среднепалеозойское время существовала Северо-Охотская магматическая дуга Восточно-Азиатской активной континентальной окраины [Парфенов и др., 2003]. Здесь обнаружены позднедевонские вулканы и надсубдукционные граниты с возрастом $375,3 \pm 2,3$ млн лет [Прокопьев и др., 2003; Prokoriev et al., 2009]. Синхронные процессы позднедевонского континентального рифтогенеза в Южном Верхоянье происходили в тылу этой дуги.

На Сибирской платформе осадконакопление в этот этап не происходило и Северо-Азиатский кратон служил основным поставщиком кластики в восточный бассейн осадконакопления.

Позднепалеозойско-раннемезозойский этап

Начиная с серпуховского времени конца раннего карбона, на территории Северо-Азиатского кратона формируются крупные речные системы и резко возрастает объем кластического материала, поставляемого во впадины, унаследованные от среднепалеозойского рифтогенеза. Собственно говоря, именно с этого времени начинается накопление мощного (не менее 16 км) клина обломочных пород, слагающих Верхоянскую пассивную окраину и известных как «верхоянский терригенный комплекс». Одна из таких крупных речных систем (палео-Алдан) наметилась в осевой части Южного Верхоянья [Khudoley, Guriev, 1994; Худолей, Гурьев, 1998; Прокопьев и др., 2018]. Каменноугольные отложения Бараинского антиклинория накапливались в прибрежной зоне и в дельте другой крупной реки – палео-Лены [Prokoriev et al., 2008].

Судя по фациальному составу толщ, в карбоне и ранней перми на большей части Южного Верхоянья осадконакопление происходило в обстановках подводных конусов выноса [Худолей, Гурьев, 1998]. Были широко развиты подводные дельтово-конусные системы, состоящие из образований речной дельты среди прибрежно-морских и шельфовых осадков верхней части профиля пассивной континентальной окраины, каньона среди склоновых фаций и глубоководного конуса выноса, расположенного в нижней, наиболее погруженной, части профиля – на переходе от склона к подножью и на подножье. В основании повсеместно залегали тонко- или линзовидно-слоистые преимущественно глинисто-алевритовые осадки подножья, содержащие иногда в подчиненном объеме дистальные турбидиты. По мере проградации осадочных клиньев комплексы подножья, как правило, сменялись песчано-глинистыми отложениями осадочных лопастей глубоководных конусов, выполненных рециклически построенными пачками турбидитов – от дистальных (глинисто-алевритовых, алевритовых) до проксимальных (существенно песчаных с гравийными горизонтами) либо близкими по составу флишоидными толщами склона и подножья, в строении которых, возможно, немалая роль принадлежала также комплексам глубоководных конусов. Последние могли быть представлены образованиями межлопастных частей конуса или/и его средней частью. Верхи осадочных клиньев составляли шельфовые и дельтовые осадки, сложно сочетающиеся друг с другом как во времени, так и в пространстве. Здесь широкое распространение получали перерывы и несогласия – от региональных до локальных. Границы перечисленных комплексов имели скользящий (асинхронный) характер. Здесь возрастной объем образований подножья нарастал от серпуховского века – середины среднего карбона на юге до почти всего карбона на севере Южного Верхоянья, а возраст шельфового комплекса имел прямо противоположную тенденцию и уменьшался с севера на юг. Такие же диахронные границы были характерны для комплексов глубоководного конуса выноса и склона и подножья [Кропачев, Беляев, 2004].

Начиная с поздней перми, широкое распространение имели дельтовые обстановки. В Южном Верхоянье дельта проградировала в северном направлении и к концу перми песчано-глинистые отложения заполнили весь бассейн. Скорость осадконакопления достигала 500 м/млн лет [Худолей, Гурьев, 1998]. По размерам, объему и составу осадков эти дельта и конус выноса бы-

ли сходны с современными дельтой и конусом выноса р. Миссисипи [Khudoley, Guriev, 1994]. Уменьшение грубозернистости и увеличение роли глубоководных фаций с юга на север свидетельствует о наличии крупного глубоководного бассейна к северу от изученной территории. В Западном Верхоянье (Бараинский антиклинорий) продолжали существовать дельтовые обстановки палео-Лены.

На Сибирской платформе седиментогенез в перми происходил лишь на северном склоне Якутского поднятия, где накапливались субконтинентальные грубозернистые маломощные терригенные осадки.

В триасе в Южном Верхоянье накапливались преимущественно мелко-водные терригенные породы, фиксируя заполнение глубоководного бассейна. Одновременно происходило уменьшение скорости осадконакопления от 150–200 м/млн лет в раннем триасе до 100 м/млн лет в среднем триасе и 40–60 м/млн лет в позднем триасе и юре [Худолей, Гурьев, 1998].

На платформе триасовый седиментогенез происходил лишь на северном склоне Якутского поднятия и в пределах Верхоянской пассивной окраины. Здесь накапливались прибрежно-морские, дельтовые и шельфовые терригенные отложения. Осадки поставлялись как крупными реками – палео-Леной и палео-Алданом, так и мелкими водотоками.

Юрско-позднемеловой этап

В ранне-среднеюрское время осадконакопление на востоке Сибирской платформы происходило в континентальных и прибрежно-морских условиях, сменяющихся к северу и, вероятно, к востоку прибрежно-морским и морским седиментогенезом.

В позднеюрское время начались основные орогенные события в Верхояно-Колымской складчатой области. Вдоль Восточно-Азиатской активной континентальной окраины происходила субдукция океанической коры и образовался один из крупнейших на западе Пацифики окраинно-континентальный пояс андийского типа – Охотско-Чукотский. Субсинхронно сформировались два орогенных пояса – Южно-Верхоянский в результате аккреционно-коллизийных процессов вдоль Восточно-Азиатской активной континентальной окраины и Верхояно-Черский – вследствие коллизии восточной окраины Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского микроконтинента [Прокопьев и др., 2006].

Предполагается, что в поздней юре на фоне субдукции вдоль Восточно-Азиатской активной континентальной окраины происходили аккреция и коллизия террейнов, присутствие которых предполагается в акватории Охотского моря. В результате Охотский террейн начал смещаться в западном и северо-западном направлениях. Около 160 млн лет назад [Prokopyev et al., 2009] в центральной части Сетте-Дабанской тектонической зоны произошел дислокационный зеленосланцевый метаморфизм, ознаменовавший начало деформационных событий в Южном Верхоянье. Близкий возраст получен по треквому датированию цирконов из пород, слагающих восточное крыло расположенной севернее Горностахской антиклинали (160 ± 14 млн лет) [Малышев и др., 2017]. В это время здесь происходит образование пологих межпласто-

вых срывов, листрических надвигов, субмеридиональных взбросо-сдвигов и ассоциирующих с ними складок нескольких генераций.

В начале неокома на Восточно-Азиатской активной континентальной окраине в результате сближения Тайгоносской островной дуги и южной части Сибирского континента [Парфенов, 1984] и возможной аккреции мелких террейнов продолжилось перемещение Охотского террейна в северном направлении. Это привело к образованию к северу от него линейных складок. Охотский террейн являлся жестким индентором, на западном фланге которого в Южно-Верхоянском поясе распространены левосторонние взбросо-сдвиги. В последующем расположенные к северу от Охотского террейна, на востоке Аллаха-Юньской тектонической зоны протяженные линейные складки были дугообразно изогнуты и развернуты, что может быть следствием давления со стороны террейна. На востоке Южно-Верхоянского орогенного пояса продолжали формироваться надвиги и взбросо-сдвиги.

В позднем неокоме и апте на Восточно-Азиатской активной континентальной окраине произошло столкновение Тайгоносской островной дуги с южной частью Сибирского континента [Парфенов, 1984]. Второй деформационный импульс и динамометаморфизм, отмеченный в Аллаха-Юньской тектонической зоне, имел место около $119,4 \pm 0,5$ млн лет (апт), одновременно с кристаллизацией и остыванием расположенных восточнее территории листа крупных плутонов гранитоидов уэляхского комплекса гранит-гранодиоритовой формации, которые внедрялись на стадии затухания пластических деформаций ($120,4 \pm 0,6$ млн лет – Уэляхский плутон, 123 ± 1 – Тарбаганнахский плутон, U-Pb, цирконы). [Toro et al., 2004; Прокопьев и др., 2003; Prokoriev et al., 2009]. В пределах исследованной территории в это время внедрялись небольшие интрузии диорит-лампрофировой формации анчинского комплекса и штоки гранодиоритов, относящийся к уэляхскому комплексу. На востоке Южно-Верхоянского орогенного пояса продолжали формироваться надвиги и взбросо-сдвиги. По трековому датированию цирконов из пород Горностахской антиклинали ~ 125 млн лет произошло деформационное событие [Малышев и др., 2017].

Севернее исследованной территории в этот этап происходило закрытие Оймяконского бассейна и коллизия восточной окраины Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского микроконтинента. Это привело к образованию Верхояно-Черского коллизионного орогенного пояса [Прокопьев, 1998], фрагменты которого представлены на изученной территории в Бараинской тектонической зоне. В позднем неокоме – апте произошла смена фронтальной коллизии на косую и смещение микроконтинента в северо-западном направлении. Ранние надвиги трансформируются в левосторонние сдвиги и взбросо-сдвиги. Перед фронтом Верхояно-Черского орогенного пояса был сформирован Приверхоянский краевой прогиб.

В альбе – позднем мелу, по данным трекового датирования апатитов (AFT) и (U-Th)/He низкотемпературной термохронологии цирконов, в Кыллахской зоне начали формироваться складчатость, чешуйчатые надвиги и тектонические покровы [Прокопьев и др., 2004, 2017; Малышев и др., 2017]. Произошло перемещение и эксгумация второй крупной надвиговой пластины Кыллахской зоны (AFT = 111 ± 5 млн лет [Прокопьев и др., 2004, 2017], конец раннего мела).

Следующий деформационный импульс имел место в начале раннего мела (~100–90 млн лет [трековое и (U-Th)/He датирование по цирконам [Малышев и др., 2017]) на востоке Сетте-Дабанской и в Аллах-Юньской зоне). Этот этап синхронен внедрению гранитоидных массивов на северо-востоке Южного Верхоянья (Супский плутон – $94 \pm 1,4$ млн лет, Курумский плутон – $95,7 \pm 0,6$ млн лет, U-Pb, цирконы [Prokoriev et al., 2009; Казакова и др., 2013]), а также времени эксгумации гранодиоритов Тарбаганнахского плутона ($90,5 \pm 3$ млн лет, AFTA [Прокопьев и др., 2004, 2017]).

Возраст апатита из нижнерифейских толщ фронтов третьей ($77 \pm 12,3$ млн лет) и четвертой ($77,9 \pm 5$ млн лет) [Прокопьев и др., 2004, 2017] надвиговых пластин Сетте-Дабанской тектонической зоны моложе и позволяет предполагать, что надвиги центральной части орогенного пояса начали формироваться несколько позже, во второй половине позднего мела. Близкие даты получены по результатам трекового и (U-Th)/He датирование по цирконам (~70–80 млн лет) [Малышев и др., 2017]. Полученные этими авторами (U-Th)/He возрасты по цирконам в 55–60 млн лет из вендских толщ всячего крыла Крайнего надвига фронта орогенного пояса указывают на тектонический подъем и эрозию 5–6 км пород на границе с Приверхоянским прогибом Сибирской платформы, что пока не находит удовлетворительного объяснения.

В результате был сформирован Южно-Верхоянский орогенный пояс, во фронте которого расположена Кыллахская тектоническая зона, а в ядре протягиваются Сетте-Дабанская и Аллах-Юньская тектонические зоны. В конце турона Охотское океаническое вулканическое плато заклинивает Охотскую зону субдукции [Богданов, Добрецов, 2002]. В это время в Южно-Верхоянском орогенном поясе происходит внедрение даек лампрофировой формации огонекского комплекса.

Кайнозойский этап

В палеогене в условиях низкогорья и субтропического климата образовывались коры выветривания и зоны окисления. В олигоцене и миоцене произошло формирование Нижнеалданской предгорной впадины, которая примыкает к южной окраине широтной ветви Верхоянского хребта. Накопление олигоценовых пород было сопряжено с поднятием смежного сектора Верхоянского хребта, что привело к размыву отложений мощностью ~1,5 км [Кропачев, 2004ф]. В раннем олигоцене накапливались аллювиальные пески, а позднее озерные, болотные и озерно-аллювиальные осадки, что, видимо, указывает на замедление поднятий смежного хребта. Наблюдающаяся ритмичность строения верхней части олигоценового разреза, вероятно, отражает ритмичность в усилении и замедлении поднятий Верхоянского хребта. В миоцене и раннем плиоцене накапливались аллювиальные пески с линзами галечников. Породы, принесенные со стороны Верхоянского хребта, отмечаются в составе базальных конгломератов олигоценовых отложений и в гальках среди олигоценовой и неогеновой частей разрезов [Натапов, Биджиев, 1966; Баранова и др., 1976]. Большинство исследователей обращает внимание на преобладание в составе неогеновых отложений галек пород, принесенных с Алдано-Станового щита – кремней, порфиров, метаморфических сланцев, известняков, гранитов. Верхо-

янские горы в неогене были, по-видимому, относительно невысокими, что объясняет небольшие мощности особенно неогеновых осадков и невысокую скорость осадконакопления ($0,7\text{--}4 \times 10^{-2}$ мм/год против $12\text{--}25 \times 10^{-2}$ мм/год в олигоцене). Основной обломочный материал приносился с юга реками: древними Алданом и Леной.

Эти отложения, которые на северном борту впадины местами залегают под углами $20\text{--}30^\circ$ и осложнены надвигами, несогласно перекрыты покровом горизонтально залегающих позднеплиоценовых песков, слагающих верхнюю террасу долины Алдана. Таким образом, возраст надвигов и сопряженных с ними деформаций датируется как конец миоцена – начало плиоцена.

Начиная со среднего плейстоцена, со стороны Верхоянского хребта формировались горные ледники, а центром оледенения являлся хр. Сунтар-Хаята. Горно-долинное оледенение, следы которого широко распространены в пределах всего Верхоянского хребта, раньше всего началось в его субширотной ветви в пределах изученной территории и лишь позднее распространилось на большую его, северную часть. Следует полагать, что в среднем–позднем плейстоцене Верхоянский хребет имел облик, близкий к современному или даже более величественный с многочисленными ледниками, спускавшимися к его подножию [Парфенов, Прокопьев, Спектор, 2001].

Кайнозойская тектоника связана со взаимодействием Евразийской и Охотоморской литосферных плит, граница между которыми проходит восточнее территории листа и имеет правосдвиговую кинематику. Неотектонические движения, приведшие к образованию горных хребтов и межгорных впадин, связаны с процессами на границе этих плит [Парфенов, Прокопьев, Спектор, 2001]. В настоящее время территория является сейсмически активной [Имаев и др., 2000; Козьмин и др., 2001; Maskey et al., 2010]. История развития рельефа и позднекайнозойских оледенений детально рассмотрена в гл. «Геоморфология».

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

На территорию листа входят частично Центрально-Якутская аккумулятивная равнина (в средней части листа), состоящая из Приверхоянской водно-ледниковой и Вилуйско-Ленско-Амгинской с аласно-котловинным рельефом равнин; Алдано-Амгинская эрозионно-аккумулятивная равнина на юге и Верхоянская горная цепь [Коржуев, 1965], на севере и востоке.

Верхоянская горная страна имеет выработанный структурно-денудационный, в основном среднегорный рельеф с макс. выс. отм. 1990 м. В северо-западной части листа она состоит из цепей и гряд северо-западного простирания на южном фланге Западного Верхоянья, а южнее р. Вост. Хандыга переходит в хребты Сетте-Дабан, Улахан-Бом и Горностахский близмеридионального простирания. Вытянутость горных цепей, соответствующих ядрам антиклиналей и разделяющих их понижений с седловинами и долинами рек отражает линейно-складчатую структуру.

Хр. Сетте-Дабан в северной части характеризуется альпинотипными высоко- и среднегорными водораздельными вершинами, а в южной части среднегорными более сглаженными формами. С запада к нему примыкает среднегорный хр. Улахан-Бом, с макс. выс. отм. 1630 м, сливающийся на юге с хр. Сетте-Дабан в единое целое. Еще западнее, параллельно хр. Улахан-Бом, протягивается Горностахский хребет, с макс. выс. отм. 1140 м, отделяющий среднегорье от низкогорья.

Низкогорье протягивается от широты р. Тыры до южной границы территории. Абс. выс. от 500 до 1000 м, глубина расчленения рельефа – до 300 м. Водораздельные поверхности сглаженные, склоны пологие, выпуклые. Долины водотоков широкие, заболоченные, ящикообразные, террасовый комплекс выражен слабо, так как перекрыт делювиально-солифлюкционными шлейфами. С запада низкогорье обрамлено Кыллахской цепью близмеридионального направления, соответствующей антиклинали. Здесь господствуют обвально-осыпные склоны крутизной 30–35°, на отдельных участках до 50°. Край Кыллахской цепи прорезан р. Алдан. Правый берег р. Алдан на участке подмыва Кыллахской цепи скалистый, с многочисленными обвалами и осыпями. Врез достигает 500 м.

Участок Центрально-Якутской низменности к северу от р. Алдан представлен Приверхоянской водно-ледниковой равниной. В направлении от р. Алдан к горам ее абс. выс. возрастает от 150–170 до 400 м. Рельеф сформирован за счет аккумуляции отложений, принесенных с гор ледниками, ледниковыми водами и реками. При выходе из гор троговых долин рек Тукулан, Барайы, а на востоке рек Томпурок и Вост. Хандыга, на равнине образованы валы конечных морен оледенения второй ступени позднего неоплейстоцена.

На левобережье р. Алдан, в междуречье Амга–Танда выделяется участок Виллойско-Ленско-Амгинской равнины с аласно-котловинным рельефом. Значительная часть поверхности равнины покрыта мощными, до нескольких десятков метров, субаэральными отложениями. Повсеместно развиты термокарстовые котловины, на дне которых находятся озера, болота, луга. В образовании и расширении плоскодонных аласных долин с травяными кочковатыми руслами водотоков существенную роль играл термокарст. На юге рельеф равнины сливается с рельефом Алдано-Амгинской эрозионно-аккумулятивной равнины.

Алдано-Амгинская эрозионно-аккумулятивная возвышенная равнина сформирована на горизонтально залегающих юрских песках и песчаниках. Рельеф денудационный и эрозионно-денудационный пологоувалистый и пологогрядовый. Водоразделы представляют собой древнюю денудационную поверхность с довольно широко развитыми на ней карстовыми процессами. Врез рек незначительный и относительные превышения составляют 80–100 м. Долины рек широкие, заболоченные, с многочисленными протоками, старицами и озерами имеют ящикообразный поперечный профиль.

В пределах всех морфоструктур территории листа распространены две генетические категории рельефа: выработанный и аккумулятивный.

ВЫРАБОТАННЫЙ РЕЛЬЕФ

Выработанный рельеф представлен экзарационно-эрозионным и эрозионно-денудационным рельефом.

Экзарационно-эрозионный рельеф

Экзарационно-эрозионный рельеф распространен в областях альпинотипного высокогорья и среднегорья в пределах Верхоянской горной страны. Здесь выделяются *альпинотипное высокогорье с крутыми и средней крутизны склонами, созданными экзарацией и переработанными эрозионными, нивационными и обвальными осыпными процессами (1) и склоны средней крутизны, гребневидные и всхолмленные водоразделы среднегорного рельефа, выработанные на субстрате сложностроеной терригенных и карбонатных пород (2)*. Отчетливо проявлена литоморфная система из пластогребней и пластоложбин в микрорельефе. Из них первые связаны с выходами более прочных песчаников, песчаных известняков, а вторые с пластами легко разрушающихся аргиллитов и алевролитов. Для среднегорья характерны выпуклые склоны с крутизной до 40°, покрытые глыбовыми и щебневыми осыпями с участием мелкозема. Вершины гор узкие, вытянутые по простиранию структур, с альпинотипными формами рельефа – острыми зубчатыми скалистыми гребнями, ледниковыми цирками.

В Сетте-Дабане крутые склоны, выработанные на субстрате сложностроеной палеозойских терригенно-карбонатных пород, распространены в среднегорье. Абс. выс. водораздельных поверхностей здесь составляют 1000–1500 м, а относительные превышения 300–600 м. Поперечный профиль склонов прямой, реже слабовыпуклый. В верхней части склоны скалистые, покры-

тые крупнообломочными осыпями и прорезанные эрозионными ложбинами. Нижние части склонов выположены аккумуляцией коллювиально-делювиального и пролювиального материала у подножий. Водоразделы узкие, расчлененные, с многочисленными карами. Долины водотоков V-образные и трапцевидные. Днища долин заняты поймой и фрагментами низких террас.

Троговые долины хорошей сохранности, выраженные в рельефе крутыми, часто отвесными склонами (3). Экзарационной деятельностью ледников образованы днища и плечи трогов, а также кары и цирки. Последнее оледенение оказало существенное влияние на морфологию речных долин, имеющих четко выраженный троговый характер. Горная страна сохраняет свежие следы долинно-сетчатого оледенения поздненеоплейстоценового возраста (четвертая ступень). Реки Менкюле, Томпо, Вост. Хандыга, Тыры и др. имеют троговые долины с обвальными-осыпными склонами. Днища слабонаклонные ($1-5^\circ$) в сторону русла с ровной или бугристой моренной поверхностью шириной до первых километров. В трогах установлены маргинальные каналы, подпруженные ледниковые озера, озерные террасы, пологие «бараньи лбы». Некоторые трог глубоко прорезаны реками в послеледниковое время. Так, р. Томпо врезана в днище трога на 40 м, а р. Менкюле на 50 м.

Передовые горные цепи Верхоянья и Сетте-Дабана (4) – Сордогинская, Кыллахская и Горностахская отделяют Верхоянскую горную страну от Приверхоянской равнины и Алдано-Амгинской возвышенной равнины.

Эрозионно-денудационный рельеф

Пологие и средней крутизны склоны и выпуклые всхолмленные водоразделы низких гор, созданные эрозией и комплексной денудацией на субстрате сложнодислоцированных терригенно-карбонатных пород рифейско-палеозойского возраста (5) распространены как в областях среднегорья (где преобладают склоны средней крутизны), так и в низкогорье, к западу от хр. Сетте-Дабан. В среднегорье верхние части склонов преимущественно прямые или слабовыпуклые, покрытые щебнистыми осыпями, частично задернованные и занятые редколесьем. Нижние части склонов пологовогнутые, задернованные и покрытые редколесьем. Относительные превышения над днищем долин – 300–500 м. Характерны несколько сглаженные пологовыпуклые, реже гребневидные водоразделы с редкими останцами выветривания. Речная сеть хорошо развита, глубина эрозионного вреза достигает 500 м. Продольный профиль долин крутой, с небольшими водопадами в верховьях, поперечный, преимущественно V-образный. В составе агентов денудации в настоящее время преобладают морозное выветривание и гравитационные процессы: десерпционный и плоскостной смыв.

В пределах Алдано-Амгинской возвышенной равнины выделяются *денудационные субгоризонтальные поверхности и эрозионно-денудационные пологие склоны, созданные процессами длительного плоскостного смыва и солифлюкцией (6)* на мезозойских терригенных породах. В выположенных нижних частях склонов развиты солифлюкционно-делювиальные шлейфы. Речные долины широкие, зрелые. Высота водоразделов между реками Амга и Алдан – 340–460 м.

Равнина плоская слаборасчлененная денудационная на юрских, меловых и неогеновых рыхлых терригенных образованиях (7) развита на левобережье р. Амга.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Рельеф представлен сочетанием ледникового, лессового и аллювиального типов рельефа.

Ледниковый рельеф

Ледниковый рельеф развит в пределах Приверхоянской водно-ледниковой равнины и в долинах рек горной части территории и представлен *равниной моренной плоской и бугристо-западинной средне- и поздненеоплейстоценовых оледенений (8)*. Бугристо-холмистый рельеф на основной морене средне-неоплейстоценового возраста отмечается в междуречье основных правых притоков р. Алдан: рек Сугжа – Вост. Хандыга – Томпо – Барайы.

При выходе из гор троговых долин рек Тукулан, Барайы, а на востоке рек Томпорок и Вост. Хандыга на равнине образованы *равнины моренные с конечноморенными валами поздненеоплейстоценового оледенения (9)* (второй ступени). Высота валов – 40–90 м, при ширине 3–12 км. Валы имеют хорошую сохранность и осложнены маргинальными ложбинами, грядами, буграми, озерами. Между валами расположены обширные межморенные амфитеатры [Государственная ..., 1999].

Комплекс верхненеоплейстоценовых ледниково-озерных и гляциофлювиальных террас в конечно-моренных амфитеатрах (10) представлен широкими полями развития гляциофлювиальных образований, располагающихся перед фронтом конечных морен. Отложения представлены песками, галечниками с большим содержанием гравия. В рельефе они выражаются шлейфами, отходящими от каждой конечно-моренной гряды. Эти поверхности имеют холмистый, пологобугристый облик.

Во внутренней части моренных амфитеатров и между валами конечных морен и на всхолмленной поверхности основной морены имеются участки западинного рельефа, связанного с озерными накоплениями. Ледниково-озерная поверхность ровная, заболоченная. Наиболее глубокие понижения являются котловинами ледниковых озер, размеры которых колеблются от нескольких десятков метров до 1,0–1,5 км в поперечнике. В плане они имеют вытянутую форму, ориентированную вдоль долины водотока, дренирующего этот участок морено-холмистого рельефа.

Зандровая равнина средне- и поздненеоплейстоценового оледенений (11) расположена на участке р. Алдан между Вост. Хандыгой и Барайы. Ее относительная высота снижается от 200 м в районе гор, до 25 м – около р. Алдан. На пологохолмистой поверхности равнины, состоящей из слившихся друг с другом плоских обширных конусов, множество остатков извилистых блуждающих русел. Зандровые поля сложены валунно-галечниково-песчаными толщами, сформировавшимися в средне- и поздненеоплейстоценовое время. В настоящее время в эти отложения врезаются долины правых притоков р. Алдан.

Лессовый рельеф

Рельеф представлен лессовыми образованиями позднего неоплейстоцена. В пределах Приверхоянской равнины лессовый рельеф распространен в основном на водораздельных пространствах правых притоков р. Алдан, где представлен *равнинами аккумулятивными плоскими на покрове верхнелепесточных пылеватых эолитов с подземным льдом (12)*, залегающими на гляциофлювиальных галечниках, сформированных в среднем и позднем неоплейстоцене.

Его формирование происходило не сразу после эпохи максимального оледенения, а через какое-то время, в течение которого проявилось неотектоническое поднятие террасы и была врезана речная сеть. Об этом свидетельствует покровное, по отношению к сформированному в начале позднего неоплейстоцена (казанцевское время) аллювию 30-метровой террасы р. Алдан, положение лесса.

В пределах Вилуйско-Ленско-Амгинской равнины лессовый рельеф широко распространен на левобережье р. Алдан, в междуречье Амга–Танда и представлен *равниной аккумулятивной холмистой на покрове верхнелепесточных пылеватых эолитов с глубокими (до 35 м) термокарстовыми голоценовыми озерными котловинами и лугово-болотистыми западинами – аласами (13)*. Большая часть водораздельных пространств покрыта плащом лессовидных суглинков, формирующих слаборасчлененную холмистую равнину, мощность которых достигает более 50 м. В связи с насыщенностью суглинков ископаемыми льдами в них широко развиты явления термокарста, выражающиеся в обилии термокарстовых озер и аласов.

Крупные термокарстовые котловины и аласные долины и поверхности с преобладанием аласов (14) развиты по рекам Татта, Танда, Баяга и на их междуречье.

Флювиальный рельеф

Рельеф сформирован в речных долинах (современных и древних) разновозрастными образованиями. Во всех долинах рек развиты низкая и высокая поймы, а на крупных реках – надпойменные террасы.

Русла, пойма и первая надпойменная терраса (15) позднего неоплейстоцена (четвертая ступень) – голоцена наиболее полно представлены по хорошо разработанным долинам, широкие плоские днища которых почти полностью заняты пойменными террасами. Пойменная терраса наблюдается почти повсеместно, причем в долинах крупных водотоков отчетливо видны уровни низкой и высокой поймы.

Низкая пойма возвышается над меженью на 0,7–2,0 м, имеет неровную заросшую мелким кустарником, тальником поверхность и включает в себя песчано-галечниковые отложения. Они слагают обычно косы, протягивающиеся узкой полосой вдоль русла, острова. Руслу основных водотоков часто занимают всю низкую пойму, образуя крупные меандры, часто разбивающиеся на ряд рукавов. У боковых притоков русла более выровненные, меандры более мелкие.

Высокая пойма возвышается над меженью на 2–4 м, поверхность ее неровная, изрезана многочисленными протоками, слагающий ее материал – разнородный песок и галечник. В расширениях долины поверхность поймы имеет характерный для равнинных рек микрорельеф – это старичные озера, веера блуждания и нечетко выраженные береговые валы высотой до 0,5 м. Из микроформ рельефа, развитых на поверхности пойменных террас, отмечаются булгунняхи, термокарстовые озера, трещинно-полигональные грунты.

По правому борту р. Алдан, между устьями рек Вост. Хандыга и Барайы широко распространена высокая пойменная терраса. Поверхность поймы сглаженная, с многочисленными протоками и старицами, озерами вытянутой и изометричной форм. Высота поймы – от 2 до 6 м, уступы ее крутые, если они подмываются в половодье и пологие на участках сочленения низкой и высокой пойм. В горной местности пойменные террасы развиты повсеместно, ширина их в долинах крупных водотоков (реки Аллах-Юнь, Дюнекан, Сугжа и т. д.) – до 1 км. Бровка высокой поймы четкая, высота уступа – 0,5–3,0 м, поверхность густо залесена и изрезана сетью проток. Низкая пойма представлена песчано-галечными косами.

Первая надпойменная терраса наблюдается почти повсеместно и представляет собой неширокие уступы, прослеживающиеся в долинах рек. Поверхность террасы выровненная, заболоченная, с четкой бровкой, в равнинной части аккумулятивная, в горной местности иногда смешанная (р. Мая). Тыловой шов большей частью выражен хорошо, в пределах низкогогорья и Лено-Алданского плато тыловой шов иногда перекрыт делювиально-солифлюкционными отложениями. К первым надпойменным террасам р. Алдан и ее притоков приурочены сапропелевые озера территории листа.

Вторая надпойменная терраса (16) в равнинной части наблюдается по рекам Алдан, Амга и небольшими фрагментами по притокам. Отмечаются смешанные и аккумулятивные террасы. Смешанные террасы находятся в приустьевых частях правых притоков Алдана: рек Мая, Хамна, Аллах-Юнь, Дюнекан и верхней части р. Амга. Высота уступа террас по р. Алдан – 20–45 м, по р. Амга – 15–20 м, по притокам р. Алдан 10–25 м. Поверхность террасы заболочена, залесена и имеет уклон 1–2° в сторону реки. Обычно вторая надпойменная терраса представлена в основании галечниками, перекрытыми песками с прослоями супесей, суглинков. Время формирования – третья и четвертая ступени верхнего неоплейстоцена.

Третья надпойменная терраса (17) 30-метрового уровня прослеживается по левому борту р. Алдан. Поверхность террасы слабовсхолмленная, заболоченная и залесенная, тыловой шов часто перекрыт делювиальными шлейфами. Время формирования – первая ступень верхнего неоплейстоцена.

Четвертая надпойменная терраса (18) 50-метрового уровня прослеживается на левобережье р. Алдан и повсеместно перекрыта более молодыми осадками. Время формирования – первая–третья ступени среднего неоплейстоцена.

Надпойменные террасы рек Томпо и Менкюле (100–300 м) и цокольные террасы р. Алдан (60–70 м) (19). Самого высокого уровня на площади листа террасы высотой 60–70 м (высота цоколя 40 м) известны в естественных обнажениях по р. Вост. Градыга. Это терраса р. Алдан по высотному положе-

нию и характеру аллювия (грубые галечники) может быть сопоставлена с аналогичными высокими террасами рек Лена и Вилюй. Из микроформ рельефа на поверхности террас отмечаются термокарстовые западины, булгунняхи. В горной части – высокие террасы высотой 100–300 м сохранились в виде небольших фрагментов по долинам рек Томпо и Менкюле. Эти поверхности явились днищами троговых долин последнего оледенения. Террасы обычно цокольные, рыхлые отложения на них, как правило, ледникового происхождения мощностью от 2–3 до 8–10 м. Время формирования – эоплейстоцен–среднее звено неоплейстоцена.

ТЕХНОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Положительные и отрицательные формы рельефа, созданные техногенной деятельностью (20). На территории листа Р-53 техногенный рельеф имеет крайне ограниченное распространение и приурочен в основном к Аллах-Юньской золотоносной полосе, охватывающей меридиональный отрезок бассейна р. Аллах-Юнь и ее притоков, где сосредоточены золотоносные россыпи. Отработка россыпей велась гидравлическим способом на протяжении 80 лет. В долинах водотоков здесь полностью уничтожен первичный ландшафт: русла водотоков, пойменные, а нередко и надпойменные террасы, растительный и почвенный покровы. Долины водотоков представляют собой систему отвалов, дамб и отстойников. Отвалы призматической формы, высотой до 10 м, шириной от нескольких десятков до сотен метров и протяженностью до десятков километров. В настоящее время россыпи почти полностью отработаны.

Техногенный рельеф отмечается также в местах добычи угля (пос. Джебарики-Хая и Харбалах); в местах расположения крупных поселков: Хандыга, Усть-Мая, Крест-Хальджай; вдоль автотрассы Якутск–Хандыга–Усть-Нера. В основном это карьеры по добыче песка, щебня для отсыпки дорог.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

К концу позднего мела в пределах рассматриваемой территории при завершении коллизионных процессов сформировался горный рельеф. В последующее время в истории развития рельефа устанавливаются следующие основные этапы:

1) палеоцен – начало олигоцена, время относительной тектонической стабилизации, происходит выравнивание рельефа и образование каолиновой коры выветривания;

2) вторая половина олигоцена – время тектонической активизации, расчленения палеогеновой поверхности выравнивания;

3) неоген – время относительного тектонического покоя, выравнивание рельефа и образование гидрослюдистой коры выветривания;

4) плейстоцен – время тектонической активизации, расчленения неогеновой поверхности выравнивания, оледенения.

С палеоцена до начала олигоцена в Верхоянской горной стране и на Сибирской платформе, представленной Центрально-Якутской низменностью (При-

верхоянская и Вилуйско-Ленско-Амгинская равнины) и Алдано-Амгинской равниной (в связи с наступившим за орогенезом ослаблением тектонической активности) началась деградация ранее созданного рельефа. В это время на низкогорных выровненных пространствах господствовали процессы каолинового выветривания. К концу данного периода территория представляла собой пологосклонную денудационную равнину с возвышающимися над ней останцами.

Начавшиеся во второй половине олигоцена мощные неотектонические процессы были пространственно дифференцированы. В результате сводовых и блоковых движений, которые унаследовали план, направления и знак более древних, были созданы главные структурные элементы рассматриваемой территории. Наиболее мобильными оказались районы Западного Верхоянья и Сетте-Дабана, где были уничтожены следы древнего выравнивания. Амплитуда вертикальных перемещений достигала приблизительно 1000 м, что обусловило резкое омоложение выровненного и сглаженного рельефа, смыв коры выветривания и заполнение Вилуйско-Ленско-Амгинской впадины континентальными осадками. В районе Алдано-Амгинской равнины неотектонические движения были намного слабее, в связи с чем эта область обособилась как район небольших поднятий.

В неогеновый период наступила еще одна эпоха выравнивания с образованием кор выветривания. Этот этап выравнивания проходил при расчлененном рельефе и в условиях теплоумеренного климата, когда интенсивно развивались процессы окисления, а переработка материала приводила к неполному профилю корообразования, достигая только гидрослюдистой стадии. Вместе с деструкцией рельефа разрушались коренные источники полезных ископаемых. Высвобожденные полезные минералы были частично сконцентрированы в долинах плиоценовой гидросети, а частично рассеяны на выровненной поверхности.

В неогене Вилуйско-Ленско-Амгинская впадина испытывает прогибание, в ней установился озерно-речной режим с аккумуляцией осадков. Аллювиальный материал привносился в основном с Алданской антеклизы. Одновременно с заполнением впадины происходила аккумуляция осадков и в речных долинах, где накапливались террасовые отложения [Гриненко, 1983ф].

Оживление неотектонических движений, начавшееся в плейстоцене, привело к переработке рельефа. Неотектонические движения в общем имели характер поднятий, но проявлялись неодинаково и не всегда одновременно в разных частях территории. Верхоянская горная страна развивалась в обстановке усиливающихся сводовых поднятий, что привело к образованию отдельных горных цепей сложной конфигурации, была заложена современная гидросеть. Главные реки приобрели конфигурацию, близкую к современной.

В Вилуйско-Ленско-Амгинской равнине на фоне общего поднятия происходит врезание крупных рек с образованием речных террас с цоколем, поднятых в настоящее время на 40 м и выработка террас с более низким цоколем.

В ходе расчленения рельефа и вреза долин происходило вскрытие коренных источников золота, его концентрация в руслах водотоков и формирование россыпей.

В четвертичном периоде на развитие рельефа изученной территории оказали большое влияние оледенения, обусловленные мощным похолоданием климата.

В среднем неоплейстоцене (самаровское время) интенсивное поднятие Верхоянских гор в сочетании с похолоданием привели к оледенению. Ледниковые образования этого возраста встречаются в Приверхоянье за пределами краевых морен оледенения второй ступени позднего неоплейстоцена. По р. Вост. Градыга известны реликты гляциальных образований данного оледенения. Поднятие сопровождалось эрозионным врезом, амплитуда которого достигала 300 м. По основным водотокам был выработан комплекс речных террас верхних уровней, фрагментально сохранившихся в долинах рек Томпо и Менкюле. К этапу развития рельефа гидросеть приобрела очертания, близкие к современным.

В период потепления климата за пределами развития ледниковых отложений формировались водно-ледниковые образования, приуроченные к пониженным участкам Приверхоянской водно-ледниковой равнины.

В начале позднего неоплейстоцена (казанцевское межледниковье) в прогнутых частях откладывались озерно-аллювиальные отложения, выработана 30-метровая терраса р. Алдан. Затем наступило тектонически спокойное время, с которым связано поздненеоплейстоценовое оледенение и лессообразование.

Следы поздненеоплейстоценового оледенения второй ступени (муруктинского) сохранились в междуречье южных предгорий Сордогинской гряды в виде основной морены, в бассейне р. Тыры в виде плоской моренной равнины, а в горной области – на террасе 100,140-метрового уровня и поверхностях выравнивания. Во фронтальных частях конечных морен сформированы зандровые поля. Следы оледенений хорошо сохранились на Приверхоянской наклонной равнине в виде аккумулятивных ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа: всхолмленных моренных равнин, грядового конечно-моренного рельефа, плоской водно-ледниковой равнины и водно-ледниковых террас.

С потеплением третьей ступени верхнего неоплейстоцена (каргинским), приведшем к деградации ледников, связывается незначительная перестройка гидросети.

В позднем неоплейстоцене началось новое неотектоническое поднятие и выработка коренного ложа современных долин, на что указывает залегание конечных морен самого молодого оледенения на дне современной долины р. Хандыга. Неотектонические поднятия происходили более интенсивно в горах и слабее в предгорной области.

Вероятно (с учетом последних данных), что во время последнего гляциального максимума (сартанское время) оледенение было горным, ледники не достигали предгорий.

Ледниковые формы, созданные в период поздненеоплейстоценовых оледенений, в современном рельефе проявлены наиболее четко. С ними в горной местности связаны цирки и кары, бараньи лбы, эрратические валуны, моренные образования. Долины рек Верхоянской горной страны представляют собой типичные трог. Днища трогов имеют слабобугристую поверхность, на которой наблюдаются бараньи лбы, озера, скопления моренного материала. Плечи трогов несут следы шлифовки, маргинальные каналы. Синхронно поздненеоплей-

стоценовому оледенению четвертой ступени (сарганскому оледенению) происходило накопление лессовых образований и образование 15-метровых террас.

В юго-восточной части площади листа центром оледенения являлся хр. Сунтар-Хаята, где оледенение носило характер горного ледникового покрова, а долина р. Аллах-Юнь служила вместилищем одного из выводных ледников. Ледник занимал не только собственно долину р. Аллах-Юнь, но заходил и в его притоки. При этом россыпи, имевшиеся в долинах притоков р. Аллах-Юня, оказались погребенными под ледниковыми отложениями (ручьи Оночолах, От-Юрях, Хотун-Юрях, Селлях и др.). Поскольку ледники Северо-Востока имеют низкие температуры и обладают малой подвижностью, а также (в связи с относительно небольшим уклоном р. Аллах-Юнь) занимавший ее ледник пассивно заполнял долину, и его воздействие на доледниковый эрозионно-денудационный рельеф оказалось незначительным.

Деградация ледника происходила не в виде отступления его активного конца, а путем превращения в поля мертвого льда, при таянии которого образовалось значительное количество талых вод, переносивших по поверхности ледника и откладывавших обломочный материал на различных элементах рельефа, как в виде отдельных скоплений, так и в виде рассеянного плаща гальки и валунов. По мере снижения поверхности ледника отложение материала происходило на все более низких уровнях. Образовавшиеся при этом аккумулятивные формы имеют наложенный характер и близки по времени возникновения. Окончательное исчезновение оледенения имело место в конце позднелепистоценового времени – начале голоцена [Горлова, 2004].

Общее сводовое поднятие сохранилось и в позднелепистоцен-голоценовое время. Здесь в областях восходящих неотектонических движений образовались современные долины третьего порядка, в областях нисходящих или относительного покоя откладывались отложения первой надпойменной террасы. Это было последнее неотектоническое поднятие на данной территории.

В позднеледниковое время стаивание ледников в связи с потеплением привело к значительному обводнению приледниковых районов и к образованию водно-ледниковых и озерно-аллювиальных равнин с плащом покровных суглинков и широким развитием в них жильных льдов. В дальнейшем на Вилюйско-Ленско-Амгинской равнине под влиянием криогенных термокарстовых процессов сформировались озерные ландшафты, постепенно преобразовавшиеся в ландшафты аласного типа [Гриневи́ч и др., 1990ф].

В голоценовое время сформировались долины второго и первого порядка. Выработка террас низкого уровня уже не связана с проявлением вертикальной эрозии, а является следствием перебива и переотложения ранее накопленных речных наносов при блуждании русел рек, свойственных для фазы развития боковой эрозии [Русанов 1968].

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В основу карты полезных ископаемых (далее – КПИ) комплекта Р-53 – Хандыга положены материалы изданных листов Госгеолкарты-1000/1,2 (первое издание и новая серия), изданных и подготовленных к печати листов Госгеолкарты-200 первого и второго изданий, Карты полезных ископаемых Республики Саха (Якутия) масштаба 1 : 1 500 000 [Карта ..., 2012]. В данном исследовании они дополнены новыми материалами, полученными в последние годы. Кроме того, использованы данные Государственного баланса запасов полезных ископаемых Российской Федерации по состоянию на 1.01.2017 г. (далее – ГБЗ), Кадастр прогнозных ресурсов Российской Федерации по состоянию на 1.10.2015 г. (далее – КПр) [Кадастр ..., 2015э], опубликованные сборники «Прогнозные ресурсы твердых полезных ископаемых» (по видам) [Сборник ..., 2017¹, 2017², 2017³], Республиканский баланс перспективных объектов полезных ископаемых (далее – РБПО) [Республиканский ..., 2017ф], Сводка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Республики Саха (Якутия) (далее – СПР) [Сводка ..., 2017э] по состоянию на 1.01.2019 г. Также использованы результаты полевых и лабораторных исследований, проведенных в процессе картосоставления.

На территории листа известны месторождения каменного угля, комплексные месторождения цинка и свинца, рудные и россыпные месторождения золота, месторождения строительных материалов, гипса и питьевых вод, перспективные проявления золота, меди, сурьмы, свинца, цинка, ниобия и редких земель, отдельные проявления химического сырья, многочисленные проявления строительных материалов, проявления поделочных камней.

В числе наиболее известных месторождений – разрабатываемое Джебарики-Хая (каменный уголь), подготавливаемое к разработке Сардана (цинк и свинец с сопутствующими германием, серебром и др.), разведанное Оночалах (рудное золото) и россыпи золота бассейна р. Аллах-Юнь.

Основу минерально-сырьевой базы территории листа в настоящее время составляют разведанные запасы пяти угольных месторождений, рудные золото-кварцевые и россыпные месторождения золота, комплексные стратиформные руды цинка и свинца в двух месторождениях.

Основу минерально-сырьевого потенциала территории листа составляют месторождения каменного угля, в меньшей степени – металлических полезных ископаемых: золота (жильные золото-кварцевые руды), цинка и свинца (стратиформные руды в карбонатных породах), меди (стратиформные руды медистых песчаников и базальтов), редких металлов и редкоземельных эле-

ментов (карбонатитовые руды). Потенциал добычи россышного золота к настоящему времени значительно исчерпан, но потребность в нем остается в условиях стабильно высокой цены на золото. Помимо указанных видов полезных ископаемых в значительном объеме востребованы различные виды строительных материалов, используемые в дорожном строительстве, и подземные питьевые воды для бесперебойного водоснабжения населенных пунктов.

На карте показано 797 объектов полезных ископаемых и их поисковых признаков, в том числе – 54 коренных и 51 россышное месторождение, четыре месторождения питьевых вод, 223 коренных и 29 россыпных проявлений; 283 пункта минерализации, девять геофизических аномалий, 21 шлиховой ореол, 33 вторичных геохимических ореола, шлиховой поток рассеяния и 90 единичных шлиховых проб.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ И ГАЗ

Нефть. На территории листа установлено два прямых и 17 косвенных признаков нефтеносности.

К прямым признакам относятся собственно проявления капельно-жидкой нефти и ее выпоты в керне Мокуйской и Усть-Майской скважин.

В *Мокуйской скважине 1* (VI-3-5) в инт. 1877–1883,6 м отмечено насыщение капельно-жидкой нефтью небольших прослоев [Калюжина и др., 1986ф, Дьяконова и др., 2006ф]. В шлифах пород этого же интервала отмечен темно-коричневый битум. Отложения относятся к отложениям керпыльской подсерии среднего рифея. Пористость пластов по составу кварцевых песчаников не превышает 3–5 % [Калюжина и др., 1986ф].

В Усть-Майской скважине признаки нефтеносности приурочены к одному уровню верхнего рифея с признаками газоносности и рассмотрены ниже (см. разд. «Нефть и газ»).

Косвенные признаки нефтеносности представлены двумя группами.

Первая включает структурные ловушки (геофизические аномалии), выделенные по результатам геофизических работ (гравиметрическая съемка, сейсмопрофилирование).

Вторая группа объединяет битумопроявления, которые являются признаками нефтегазоносности, они охарактеризованы в разд. «Прочие ископаемые».

К первой группе отнесены следующие ловушки, связанные с разновозрастными отложениями.

Западно-Хандыгская, Северо-Томпонская, Южно-Томпонская и Восточно-Томпонская локальные структуры (II-4-1, II-4-2, II-4-7, II-5-1) стратиграфически приурочены к подошве отложений нижней юры. Оконтурированы они соответственно по изогипсам 3700, 3500, 3300 и 3100. Площадь наиболее крупной Восточно-Томпонской структуры, ограниченной тектоническими нарушениями, составляет 327 км² [Григорьева и др., 2010ф]. В Хандыгской скв. № 1 для нижнеюрских песчаников (651–920 м) установлены значения открытой пористости от 5,6 до 19,7 % (среднее – 15,75 % по 12 определениям), песчаники средней–верхней юры (27–435 м) характеризуются средней

пористостью 19,44 % (от 5,8 до 24,7 % по 32 определениям, из которых половина – в инт. 20–24 %) [Сафронов и др., 1996].

Мильская локальная структура (VI-1-1) стратиграфически приурочена к подошве юдомской серии венда. Площадь структуры составляет 1096 км² [Григорьева и др., 2008ф].

Мокуйская перспективная структура (VI-3-2) стратиграфически приурочена к вендско-кембрийским отложениям, горизонт КВ). Размеры структуры – 24 × 15 км, амплитуда по сейсмическим данным – 150 м, перспективная площадь – 220 км² [Григорьева и др., 2014ф].

Майская неантиклинальная ловушка (НАЛ) (VI-3-1), выявленная сейсморазведочными работами 2006 г., также связана с вендскими отложениями*. Ее перспективная площадь условно ограничивается разломами мезозойского(?) заложения. Размеры по изогипсе 1100 и ограничивающим разломам составляют 85 × 90 км, суммарная площадь 5400 км². Амплитуда перегиба составляет 200 м [Григорьева и др., 2008ф]. В 1957 г. здесь при ГС-200 (В. М. Сеньюков) практически на южной рамке площади листа была выделена и закартирована Усть-майская антиклинальная структура (5 × 1,5–2 км с углами падения на крыльях 1–2°), сводовая часть которой приурочена к руслу р. Уракан (Урахан – левый приток Май в 5,5 км севернее южной рамки листа Р-53). Структура осложнена сбросом с амплитудой 8 м [Геологическое ..., 1960].

Ноторская перспективная структура (V-1-5) стратиграфически приурочена к вендско-рифейским отложениям. Она выделена в результате проведенного сейсмостратиграфического анализа, размеры по изогипсе 1100 составляют 30 × 22 км, амплитуда – 100 м, площадь равна 509 км² [Дьяконова и др., 2006ф].

Хочомская структура (тектоническая) (III-3-3) тоже стратиграфически приурочена к отложениям венда–рифея. Структура была выделена по материалам гравиразведки С. С. Оксманом в 1981 г. [Старосельцев и др., 2014]. Площадь структуры – 1993 км². [Григорьева и др., 2015ф]. Ранее здесь по результатам сейсморазведки выделялась Хочомская брахиантиклиналь (10 × 5 км при амплитуде до 100 м и углах падения на крыльях не более 1°) [Перспективы ..., 1968]. В западной части структуры пробурена скв. Хочомская 1**, в разрезе которой были установлены по трещинам и кавернам кембрийских (интервал глубин 1672,5–1687,2 м) и вендских (инт. 1986,2–2000,3 м) пород битуминозные породы (см. раздел «Прочие ископаемые. Битум»).

В числе косвенных признаков нефтеносности, не отраженных на карте, нужно отметить выявленные при гидрохимическом опробовании средних течений рек Хамна и Аллах-Юнь повышенные содержания водорастворенных ароматических углеводородов (бензол, толуол). Максимальные содержания

* Гипсометрически подошва венда находится на одном уровне аналогичного интервала в Нижнеамгинской скв.1 (западнее листа Р-53), в которой в отложениях венда установлены многочисленные нефте- и битумопроявления, в том числе и в интервале глубин 945–965 м в доломитах юдомской серии обнаружена желтовато-бурая жидкая нефть [Мишнин, 1987].

** Сначала (1940–1941 гг.) в нескольких километрах о устья Амги были пробурены две скважины – колонковая (671 м) и роторная (892 м), причем одновременно с бурением последней проводилось и структурно-картировочное бурение, наличие предполагаемой антиклинальной структуры подтвердить не удалось, и бурение роторной скважины было остановлено на глубине 892 м [Геологическое ..., 1960]. Данные о выявленных признаках нефтегазоносности по этим скважинам найти не удалось.

бензола (0,073–0,12 мг/л) и толуола (0,054–0,069 мг/л) отмечены в точках наблюдения, расположенных западнее Нельканского разлома. Среднее содержание бензола и толуола в воде Хамны и Аллах-Юни 0,015 и 0,010 мг/л соответственно. Повышенное содержание бензола ($>0,01 \times 10^{-4}$ об.%) определены и в газовых пробах. В сорбированных газах донных отложений водотоков обнаружены превышающие атмосферный фон концентрации гелия. В нескольких газовых пробах определены аномальные содержания гелия до 0,0041 об.%, что в 8 раз больше фоновое значение (0,0005 об.%). По изотопному составу углерода, значениям геохимических коэффициентов гипергенности и соотношению предельных углеводородов к непредельным в сорбированных газах донных отложений водоемов установлены признаки углеводородных газов глубинного происхождения [Малков и др., 2013].

Томпоровская антиклиналь, выделяемая ранее, как одна из перспективных локальных структур в Томпонской впадине, была известна с 1960-х годов. Ее первоначально оцененные параметры – 35×5 –6 км, при амплитуде 0,3 км, характерны крутые (до 50–70°) падения на крыльях, структура осложнена разломами, наиболее крупный из которых имеет амплитуду 1,5 км [Перспективы ..., 1968].

Еще ранее выделявшиеся [Геологическое ..., 1960] в качестве перспективных локальные антиклинальные структуры Тукуланской (Западноградьгская, Эльгекен-Бараинская, Тукуланская, Мольджегойская) и Татта-Тандинской площадей сейчас в качестве таковых не рассматриваются. Проведенное там бурение (26 и 30 скважин глубиной 10 508 и 10 779 м соответственно) не позволило выйти из отложений неогена, редко – мела. Нижнеградьгская (Западно-Градьгская [Перспективы ..., 1968]) антиклинальная структура (40 – 45×3 –3,5 км) на правобережье Алдана была закартирована только по подошве неогена [Геологическое ..., 1960].

Газ. Прямые признаки газоносности на территории листа установлены в четырех скважинах – Нижнеалданской, Ивановской, Мокуйской и Усть-Майской.

В *Нижнеалданской скважине 1* (I-2-12), по данным газокаротажных исследований, в выходящем глинистом растворе содержится газ в количестве от 0,1 до 4,2 %. Основным компонентом является метан. Отмечены также и следы тяжелых углеводородов. По данным люминесцентно-битуминологического анализа установлено, что все вскрытые отложения нижнего мела (хатырыкская (1422–1774 м), эксеняхская (2200–2246 м), батылыхская (2246–3003 м) свиты содержат в себе незначительное количество маслянистых и осмоленных битумов. Наибольшие значения пористости приурочены к верхней и средней частям нижней юры. Среднее значение составляет 7–8 %. Газопроницаемость увеличивается вверх по разрезу, достигая 19 мД в отдельных образцах. Среднее значение – 4–5 мД [Новицкий и др., 1965ф].

В *Ивановской скважине 1* (II-2-9) из меловых отложений (батылыхская, эксеняхская свиты) получена пластовая вода (дебит 4,2 м³/сут и 91,8 м³/сут) с растворенным метановым газом (инт. 1931–1940 м, 1316–1324 м), содержание: CH_4 – 93,8–94,3 %, N_2 – 4,7–5,6 %, CO_2 – 0,24–0,39 %. Тяжелые углеводороды представлены: этаном – 0,11–0,25 %, пропаном – 0,01–0,091 %, изобутаном – от следов до 0,01 %, бутаном – 0,01–0,05 %, изопентаном – до 0,01 %.

Гелий содержится в количестве 0,146–0,157 %. В разрезе скважины отмечено присутствие маслянистых битумов [Баташанова и др., 1985ф].

Более глубокозалегающие в этой скважине нижнеюрские пласты-коллекторы характеризуются открытой пористостью песчаников – от 9,25 до 12,85 %, газопроницаемостью – 0,45 мД; алевролитов соответственно – от 5,4 до 10 % и 0,4 мД. Такими же свойствами характеризуются песчаники нижнего триаса [Баташанова и др., 1985ф].

По другим данным, средне-верхнеюрские песчаники в этой скважине (2000–2709 м) имеют среднюю пористость 15,4 % (от 6,9 до 20,8 % по 158 определением), а для марыкчанской и нижневилуйской свит это значение – 19,1 %. Газопроницаемость при этом достигает 0,5 мкм², для марыкчанской и нижневилуйской свит редко опускается ниже 1×10^{-2} мкм², а для песчаников бергеинской свиты, наоборот, не превышает этот показатель. Средняя пористость нижнеюрских песчаников (2709–3022 м) составляет 13 % (от 4,9 до 20,8 % по 71 образцу). Пермские породы (инт. 3387–3504 м) характеризуются средней пористостью 7,3 % (от 1,16 до 12,63 % по 35 образцам), коэффициент газопроницаемости для них составляет десятые и сотые доли 1×10^{-3} мкм² [Сафронов и др., 1996].

В *Мокуйской скважине 1* (VI-3-4) при опробовании отложений в интервалах 2177–2165 м (средний рифей), 1475–1450 м (верхний рифей) получен приток пластовой воды с растворенным газом азотно-метанового состава (содержание метана 73 %) [Калюжина и др., 1986ф].

В *Усть-Майской скважине 366* (VI-5-10) в процессе проходки установлены газовые аномалии в юре (инт. 584–570 м), кембрии (670–1460 м), венде (1460–1749 м) и верхнем рифее (1749–3715 м). Всего зафиксировано 90 газовых аномалий. Установлено присутствие легких битумоидов [Мурашова и др., 2014ф].

Дополнительно можно отметить, что в Хочомской параметрической скв. 1 с глубин 1760,8 м, 1761,2 м и 1762 м подняты пробы пластовой воды и негорючей газо-водяной смеси (ГВС). Более подробно прочие признаки нефтегазоносности в этой скважине охарактеризованы при описании битумов (разд. «Прочие ископаемые. Битум»).

Перечисленные выше в качестве косвенных признаков нефтеносности структурные ловушки также перспективны и на газ. Вероятно, более интересны в этом отношении ловушки, связанные с мезозойскими отложениями.

Нефть и газ. В *Усть-Майской скважине 366* (VI-5-12) в инт. 3012–3100 м (верхний рифей) при обработке керна наблюдались выпоты нефти желто-зеленого цвета, без запаха. Интервал представлен алевролитами с редкими прослоями песчаника. Пористость алевролитов – от 3,5 до 7 %. При обработке керна вместе с выпотами нефти наблюдалась и дегазация, которая также продолжалась более суток [Мурашова и др., 2014ф].

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа известны месторождения и проявления каменного и бурого угля в юрских, меловых и неоген-палеогеновых отложениях. Центром угледобывающей промышленности рассматриваемой территории является пос. Джебарики-Хая, где действующий угольный разрез является градообразующим предприятием.

Уголь каменный. На площади листа известно пять учитываемых Государственным балансом запасов (ГБЗ) месторождений каменных углей (два средних и три малых) и 37 углепроявлений. Из этих пяти месторождений (Джебарики-Хая, Гербы-Луговое, Надежда, Нижне-Туматское, Харбалахское) в настоящее время разрабатываются два – Джебарики-Хая и Харбалахское.

Все месторождения и проявления относятся к каменноугольной формации.

Три месторождения (Гербы-Луговое, Надежда, Харбалахское) локализованы в верхнеюрских отложениях, одно в меловых (Нижне-Туматское), одно – самое крупное и разрабатываемое (Джебарики-Хая) – в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях.

Месторождение Джебарики-Хая (Джебарики-Хаинское, Джебарики-Хайское) (Ш-4-14) расположено в 60 км южнее пос. Хандыга на правом берегу Алдана, вблизи одноименного пос. Джебарики-Хая.

Наиболее ранние сведения об углях в районе будущего месторождения относятся к 1851 г. Первая лицензия на разведку углей по р. Алдан была выдана в 1914 г. [Хатылаев, 2010]. Разведка началась в 1922 г., а в 1930 г. Якутским горно-промышленным трестом [Алексеев, 1930ф], по результатам работ была сделана первая количественная оценка запасов. В первой половине 1930-х годов разведку месторождения осуществляло Якутское отделение «Союзникельоворазведка» [Голяшкин, 1935ф, 1936ф]. В 1948–1953 гг. на месторождении проведена новая разведка [Барянец и др., 1954ф] и в 1955 г. защищены запасы в ГКЗ. К настоящему времени месторождение разведано в границах трех шахтных полей пятью штольнями, по которым до недавнего времени велась и его отработка, с поверхности разведан участок для открытых работ, где добыча ведется в наше время.

Месторождение локализовано на северном крыле нечетко выраженной антиклинальной структуры, которая ранее выделялась под названием «Джебарикинская антиклиналь» [Геология ..., 1973]. В геологическом строении принимают участие верхнеюрские отложения марыкчанской, бергеинской, сытогинской свит и батылхской свиты нижнего мела. Промышленно угленосные отложения верхней юры залегают на среднеюрской слабоугленосной, преимущественно песчаниковой нижневилуйской свите*. Участок осложняется тремя ступенчатыми сбросами западного и северо-западного простираний с падением на юг под углом 60° (амплитуда от 20 до 170 м), которые разделяют месторождение на ряд блоков с различным гипсометрическим положением относительно друг друга.

На месторождении выявлено 14 пластов угля простого строения, из которых 12 залегают среди верхнеюрских пород, а два приурочены к нижнемеловым отложениям. Устойчивая рабочая мощность (0,7–4,1 м) присуща четырем пластам угля, залегающим среди верхнеюрских терригенных пород марыкчанской и бергеинской свит (сверху вниз по разрезу: Первый, Второй, Третий, Четвертый). Остальные пласты этого комплекса пород представляют собой линзы различными мощностью (0,4–3,2 м) и протяженностью. Расстояние между рабочими пластами по разрезу изменяется от 20 до 25–30 м.

* Ранее в литературе и в фондовых материалах весь комплекс угленосных верхнеюрских отложений в районе месторождения рассматривался как чечумская свита (серия) [Геология ..., 1973; Стратиграфический ..., 1979].

Пласты Второй и Первый являются основными промышленными пластами, они сближены между собой, иногда сливаясь образуют единый пласт. Мощность разделяющей пачки варьирует от 5,2 м до полного выклинивания. Мощность пласта Второго изменяется от 0,7 до 3,8 м, строение простое. Пласт Первый сложного строения состоит из двух пачек угля общей мощностью от 0,55 до 1,4 м. Разделяющие породы представлены разнородными песчаниками [Геология ..., 1973]. Пласт Третий неустойчивый сложного строения состоит из нескольких пачек угля, разделенных прослоями алевролитов и песчаников мощностью 0,6–1,1 м. Суммарная мощность пласта достигает 2,1 м. Пласт Четвертый имеет простое строение с невыдержанной мощностью до 1,7 м.

Угленасыщенность самой верхней свиты юры – сытогинской – слабая, связанные с ней пласты (Промежуточные) характеризуются неустойчивой мощностью и незначительным распространением.

В основании отложений батылхской свиты нижнего мела прослеживается пласт Верхний, обладающий относительной устойчивой мощностью от 1,2 до 3,15 м. В верхней части этой свиты прослежен пласт Новый, представляющий собой линзы различной мощностью (0,1–0,85 м) локального распространения [Широглазов и др., 1991ф].

Тип углей на месторождении отвечает группе гумолитов, угли представлены клареном и дюрено-клареном. По генетическим и технологическим параметрам они отнесены к марке «Д». Угли малосернистые, малофосфорные, относятся к легко обогатимым. Характеристика месторождений угля приведена в табл. 17.

Первоначальная оценка вероятных запасов месторождения составляла 9 млн т [Алексеев, 1930ф]. Первая попутная с разведкой добыча произведена в том же 1930 г. (348,98 т вместе с месторождением Тыра-Тумул-Хаята). С 1941 по 2016 год месторождение обрабатывалось подземным способом. До 1958 г. было добыто не менее 844,5 тыс. т угля [Хатылаев, 1992]. В 1945 г. производился пересчет запасов. В период 1973–1989 гг. отработка месторождения осуществлялась по шахте «Штольневая», из которой за это время было добыто 2,9 млн т угля. Недавно закрытая шахта Джебарики-Хая была введена в эксплуатацию в 1985 г. В период 1972–2003 гг. параллельно с подземной обработкой функционировал участок открытой отработки с проектной мощностью 200 тыс. т в год, который из-за нерентабельности был закрыт в 2004 г. В период 1994–1997 гг. ежегодная добыча на месторождении составляла в среднем 628 тыс. т, из которых до 160 тыс. т добывалось в карьере. С 2016 г. была возобновлена открытая отработка части месторождения с перспективой наращивания площади на левом берегу Алдана. С 2017 г. месторождение обрабатывается только открытым способом (Угольный разрез «Джебарики-Хая», АО ХК «Якутуголь» группы «Мечел»). Объем ежегодной добычи на месторождении в последние годы составлял 300–400 тыс. т, при переходе на открытую разработку снизился: плановый объем на 2017 г. оценивался в 150 тыс. т (проектная мощность разреза – 320 тыс. т угля в год), ожидается увеличение до 500 тыс. т в год. Общее количество добытого угля за весь период отработки оценивается в 31 млн т. Балансовые запасы на 1.01.2016 г. составляли по категориям $A + B + C_1 = 166$ млн т; $C_2 = 108,6$ млн т [Сводный..., 2017]. Таким образом, по сумме добытого угля и балансовых запасов ($166 + 108 + 31 = 305$ млн т) месторождение относится к категории средних.

Характеристика месторождений угля каменного

Название месторождения и его номер на карте полезных ископаемых	Возраст вмещающих пород	Всего пластов	Количество пластов рабочей мощности	Мощность рабочих пластов, м			Количество запасов по категориям, млн т	Физико-химические свойства	
				простого строения	сложного строения			марка угля	тип угля
					суммарная	угольной массы			
Джебарики-Хая (III-4-14)	J ₃ , K ₁	14	4	0,7–4,1	2,2–4,4	2,2–4,0	A + B + C ₁ – 166	«Д»	Клареновый, дюрено- клареновый
Нижне-Туматское (II-6-61)	J ₃ , K ₁	12	4	0,2–1,7	0,3–3,0	0,3–2,0	B + C ₁ – 13,3	«ДГ»	Клареновый, дюрено- клареновый
Харбалахское (III-3-13)	J ₃	3	1	–	6,5–9,7	5,8–9,2	B + C ₁ – 4,48	«Д»	Клареновый
Надежда (III-5-6)	J ₃		4	0,17–3,3	6,9	5,8	C ₁ – 94,2	«Д»	Клареновый
Гербы-Луговое (III-5-8)	J ₃	11	4	0,3–1,65	4,6	0,8–3,4	C ₁ – 43,7	«ДГ»	Клареновый, дюрено- клареновый

Основные физико-химические показатели

Содержание влаги в топливе W, %	Среднее содержание зола A ^e , %	Содержание летучих компонентов V ^r , %	Содержание серы S ^{общ.} , %	Теплотворная способность Q _b , ккал/кг	Количество углерода на массу C _r , %	Количество водорода H _r , %
2,3–11,9	4,6–23,7	35,0–46,1	0,1–0,4	6700–8000	74,9–78,6	5,0–5,8
14,3–17,2	3,5–28,46	30,4–51,8	0,14–0,44	6317–7957	69,1–78,0	4,5–5,7
6,8	10,14–21,0	36,67–49,3	0,19–0,91	7700–8450	69,0–79,0	4,0–5,8
1,9–2,7	5,0–18,0	33,0–44,0	0,4–0,6	7543–7812	77,4–79,7	5,4–5,7
4,0–7,0	6,6–18,0	–	0,3–0,4	7200–7790	–	–

Еще одно месторождение, локализованное как в верхнеюрских, так и в нижнемеловых отложениях – *Нижне-Туматское* (II-6-61). В отличие от Джебарики-Хайнского практический интерес на этом месторождении представляют пласты угля, приуроченные к верхней части батылхской свиты нижнего мела. Вскрытые скважиной три пласта мощностью 1,5 м, 2,6 м и 1,6 м в верхнеюрских отложениях расположены на значительной глубине и не разведывались [Лапников и др., 1956ф]. Характеристики месторождения и качества углей приведены в табл. 17.

С верхнеюрскими отложениями связаны малые месторождения Харбалахское (III-3-13), Надежда (III-5-6), Гербы-Луговое (III-5-8).

Месторождение Харбалахское (III-3-13) расположено на левом берегу Амги. Первые сведения о выходах углей в районе будущего месторождения приведены О. В. Флеровой в 1935 г. [Синдюков и др., 1994]. Поисковые работы проведены во второй половине 1960-х годов геологами ЯЦГСЭ – М. И. Кочетовым, Г. В. Бархатовым и И. Н. Кычкиным [Кычкин и др., 1966ф]. Разведка месторождения с подсчетом запасов на уч. Детальный выполнена геологами Южно-Якутской ГРЭ в 1980 г. [Рогун и др., 1980ф], доразведка флангов проведена в 1986 г. и в 1999–2000 гг. К настоящему времени месторождение вскрыто наклонными траншеями по центру и на флангах, по которым ведется и его отработка.

В геологическом строении месторождения принимают участие полого-наклонно залегающие отложения бергеинской свиты.

В разрезе вскрыты три угольных пласта: «Карьерный», имеющий широкое площадное развитие с рабочей мощностью и два нижележащих пласта невыдержанной мощностью (0,1–4,15 м и 1,55 м). Пласт «Карьерный» имеет выдержанное двучленное строение. Мощность колеблется от 6,5 до 9,75 м, при этом мощность верхней пачки – 3,1–4,5 м, а нижней – 2,7–4,7 м. Мощность разделяющего пласт прослоя песчаника – 0,15–1,3 м. [Васильев и др., 2000ф]. Угли пласта «Карьерный» среднезольные, малофосфористые и малосернистые; относятся к марке «Д».

Добыча углей Харбалахского месторождения для местных нужд ведется с 1962 г. Сведений об объеме добычи до 1967 г. не имеется. Систематический характер добыча угля приобрела в 1967 г. с Харбалахским угольным разрезом. С этого времени по 2000 г. включительно на месторождении было добыто 1,563 млн т угля. В 2000 г. после проведения поисково-разведочных работ на флангах произведен пересчет запасов. За период 2000–2016 гг. добыто еще 1,678 млн т. Балансовые запасы категорий В + С₁ по состоянию на 1.01.2017 г. – 4,071 млн т [Сводный ..., 2017]. По сумме добытого угля и балансовых запасов (1,563 + 1,678 + 4,071 = 7,312 млн т) месторождение относится к категории малых. Добыча угля в настоящее время ведется ОАО «Телен» (лицензия ЯКУ 01 839 ТЭ, выданная на работы до 2059 г.), проектная мощность карьера – 100 тыс. т угля в год, фактическая добыча в 2016 г. достигала 133 тыс. т.

Характеристики остальных месторождений приведены в табл. 17.

Большая часть известных углепроявлений расположена по правобережью Алдана на интервале от р. Сугжа до западной рамки листа Р-53. Редкие и одиночные проявления локализованы на левом берегу Алдана и в нижнем

течении Амги. По всей площади распространения углепроявлений верхнеюрские и нижнемеловые отложения образуют единый угленосный комплекс мощностью около 1000 м, содержащий до 100 пластов и прослоев угля.

Основная доля проявлений приурочена к нижнемеловым отложениям. Часть из них представлена выходами до четырех прослоев углей мощностью от 0,2 до 2,3 м (I-1-4, I-2-6, I-2-7, П-6-48, П-6-59, Ш-4-11, Ш-4-13, Ш-5-1, Ш-5-2, Ш-5-3, Ш-5-4, Ш-5-7, Ш-6-1, Ш-6-14). На других проявлениях (I-1-3, I-1-6, I-2-8, П-4-5, П-6-45, П-6-60, Ш-4-10, Ш-6-2) установлено до 15 выходов пластов углей мощностью до 2 м, в единичных случаях 5 м и 9 м.

К числу наиболее перспективных может быть отнесено *проявление на р. Барыйы ниже устья руч. Кыра-Юрях* (I-2-10), где в отложениях батылхской свиты прослежено 11 угольных пластов мощностью более 0,1 м, из них пять рабочей мощностью (три – по 0,7 м, по одному – 1,4 м и 1,6 м).

Авторская оценка геологических запасов до глубины 100 м на площади 0,5 км² составляет 0,44 млн т [Геологическая ..., 1984]. Запасы не ранжированы, ГБЗ не учитываются и могут быть сопоставимы с прогнозными ресурсами категории Р₁.

Несколько проявлений приурочено к верхнеюрским отложениям. Три из них (Ш-4-7, Ш-4-12, Ш-6-32) представлены одиночными пластами мощностью 0,5–2 м, а два проявления в бассейне Хандыги (I-3-8 и I-4-14) представлены четырьмя-пятью прослоями углей мощностью до 0,6 м.

В проявлениях в низовьях Амги – (Олосойское (Ш-3-5), Ютэ-Келюйэ (Ш-3-8), Хайа-Кутуруга (Ш-3-16) – мощность пластов углей достигает 4–6 м; по результатам поисково-разведочных работ дана авторская оценка запасов категории С₂ – 0,3272 млн т, 0,2148 млн т и 5,85 млн т соответственно [Гриненко и др., 1983ф]. Исходя из этой оценки, проявление *Хайа-Кутуруга* может рассматриваться как прогнозируемое малое месторождение.

По петрографическому составу подавляющая часть углей относится к гумусовым блестящим и полублестящим, представленным клареновыми, дюрен-клареновыми разновидностями. По степени углефикации почти все угли относятся к длиннопламенным и газовым.

Уголь бурый. В северо-западной части изученной территории расположено 19 проявлений бурого угля, которые локализованы в отложениях верхней юры, мела, палеогена и неогена.

Наиболее исследованным является *проявление Нижнеградьгское* (I-1-5), расположенное на правом берегу р. Запад. Градыга в 14 км от устья. В 1954–1956 гг. месторождение изучено 26 структурно-картировочными скважинами колонкового бурения [Иванов и др., 1956ф].

В геологическом строении проявления участвуют слаболитифицированные глинистые отложения палеогена и неогена, залегающие на меловых тоже слабоугленосных (каменный уголь) отложениях батылхской свиты. В структурном плане участок приурочен к присводовой части Нижне-Градъгской антиклинали.

В промышленноугленосных неогеновых отложениях в процессе бурения встречено более 10 пластов бурого угля, из которых в разных скважинах от одного до девяти пластов имеют рабочую мощность. Суммарная мощность

рабочих пластов по разным скважинам варьирует от 8,3 до 30,4 м [Угленосность ..., 1966]. Строение пластов простое. Угли по степени углефикации относятся к бурым, молодым, марки «Б». Авторская оценка геологических запасов углей, сопоставимых с прогнозными ресурсами категории Р₁, варьирует в широком интервале – 175–402 млн т [Камалетдинов и др., 1984ф], что может отвечать прогнозируемому среднему месторождению.

В верхнеюрских отложениях два пласта бурых углей мощностью до 1 м вскрыты скважиной на левом берегу Татты (III-2-7).

В нижнемеловых отложениях пласты бурых углей встречаются на правом берегу Амги (III-3-6) и в скв. 148 Тандинского профиля (III-1-1) [Корчагин и др., 1955ф].

Проявления бурого угля, вскрытые в отложениях мела и палеогена (II-2-20, II-2-22, II-4-3, III-1-1), представлены двумя-шестью пластами суммарной мощностью меловых пластов до 4,8 м, а палеогеновых – до 16,5 м.

Пласты бурого угля, приуроченные к палеогеновым отложениям (II-2-1, II-2-11, II-2-12, II-2-15, II-2-16, II-2-17, II-2-18, II-2-19, II-2-21), вскрыты 13 структурно-картировочными скважинами на берегах рек Татта и Баяга – левых притоков Алдана [Корчагин и др., 1955ф]. Представлены пластами бурого угля (от двух до 16) суммарной мощностью от 8,4 до 48,05 м. Количество пластов рабочей мощности в разных скважинах составляет от 2 до 13, а суммарная мощность по ним варьирует от 9,7 до 40,5 м [Угленосность ..., 1966].

В нижнем течении р. Вост. Градыга (I-2-9) в верхнепалеогеновых и неогеновых отложениях на расстоянии 10 и 2 м друг от друга прослежены по простиранию на 20 м три пласта лигнитовых углей мощностью 0,7; 1,1 и 3 м.

Бурые угли нижнего течения Алдана имеют слабую степень углефикации и могут быть использованы как энергетическое и бытовое топливо, а также могут служить сырьем для получения гуминовых кислот [Угленосность ..., 1966].

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. На карте полезных ископаемых отражено шесть проявлений и 19 пунктов минерализации железа, относящихся к двум формациям: бурожелезняковой сидерит-шамозит-гидрогётитовой оолитовой и сидеритовой.

К *бурожелезняковой сидерит-шамозит-гидрогётитовой оолитовой формации* относятся четыре проявления.

Проявление Малютка (IV-6-70), расположенное в бассейне руч. Светлый, представлено пластом гематит-магнетитовых руд мощностью 1,1–2,5 м в песчаниках аймчанской серии среднего рифея в 40 м ниже ее кровли. Пласт прослежен по простиранию на 2,5 км, имеет массивную текстуру и сопровождается в кровле и подошве бедными полосчатыми вкрапленными рудами мощностью до 1–1,5 м. Визуально содержание окислов железа в пласте оценено в 40–45 %. Пробирным анализом в одной пробе установлено 0,4 г/т золота.

В низовьях р. Мая (VI-3-12, VI-3-13, VI-3-14) оолитовые, землистые гётит-гидрогётитовые руды (бурые железняки) мощностью 0,2–0,4 м подстилают песчаники укугутской свиты нижней юры с редкой галькой различного со-

става и залегают на эродированной неровной поверхности кембрийских карбонатных отложений. Минеральный состав бурых железняков следующий: гётит, гидрогётит, сидерит с примесью кварца, доломит-анкерита, кальцита. Результаты химанализа бурых железняков показывают следующие содержания (%) Fe_2O_3 – 23,55–49, FeO – 0,29–14,88, Al_2O_3 – 4,45–7,2, TiO_2 – 0,19–0,41, P_2O_5 – 0,05–0,47 [Гриненко и др., 1983ф].

Сидеритовая формация представлена двумя проявлениями и 17 пунктами минерализации, приуроченными к терригенно-карбонатным отложениям верхнего рифея – венда, в которых отмечаются прослои сидерита, в процессе окисления замещающегося лимонитом.

Типичным представителем сидеритовой формации является *проявление Донской-Юргэ (V-4-1)*, где пласт лимонитовых руд в известняках лахандинской подсерии в развалах шириной от 0,3 до 20 м прослежен на протяжении 4,5 км. По данным химанализа штучных проб на мощность 0,2–0,5 м, содержание Fe_2O_3 составляет 59,6 %, а Al_2O_3 – 6,2 % [Прокопьев и др., 1981ф].

Остальные пункты минерализации обладают близкими характеристиками: максимальные мощности рудных пластов при протяженности до первых километров в верховьях р. Мутула достигают 1,5 м, а содержание Fe_2O_3 составляет 35–60 % (IV-6-18, IV-6-20, IV-6-23, IV-6-27).

Титан. На площади листа в нижнем течении Алдана известны три непромышленные аллювиальные россыпи ильменита, приуроченные к галечникам нижнего плейстоцена и кварцевым пескам плиоцена.

Россыпное проявление Мамонтовогорское (II-2-14) расположено на левом берегу Алдана, в береговом обрыве «Мамонтова гора», в 30 км ниже пос. Крест-Хальджай. На проявлении в естественном обнажении на протяжении 3 км вскрыта толща обохренных нижнеплейстоценовых галечников мощностью от 5 до 13 м. Содержание ильменита – 5–15 кг/м³, титаномагнетита – 5–10 кг/м³, рутила – 0,5–1,5 кг/м³, в качестве сопутствующих компонентов присутствуют альмандин и циркон (10–20 и 0,5–1,5 кг/м³ соответственно) [Котов и др., 1968ф].

В толще галечников мощностью 5–10 и 15–20 м Хара-Алданского проявления (II-2-2) содержания ильменита достигают 2 кг/м³, в толще кварцевых песков мощностью 15 м Буйской россыпи (II-3-1) – 20–30 кг/м³ [Гриненко и др., 1983ф].

Ванадий. Единственный на территории пункт минерализации (III-6-33) расположен на берегу притока руч. Качеулкан – правого притока Сугджи. В нижней части разреза иниканской свиты нижнего кембрия опробован горизонт цинк-ванадиеносных глинисто-кремнисто-углеродистых сланцев мощностью 85–130 м. Горизонт прослежен на 20 км. Содержание ванадия – 0,01 % (редко 0,15 %) цинка – до 0,2 %. Рудная формация – ванадиеносных сланцев [Кропачев и др., 2004ф].

В рамках картосоставительских работ ГК-1000/3 установлены повышенные содержания ванадия в 30 пробах редкоземельных руд проявления Грач (VI-6-20) (0,01–0,09 % во всех пробах и более 0,1 % в отдельных пробах).

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Медная минерализация представлена на площади 14 проявлениями, 86 пунктами минерализации и 15 вторичными ореолами рассеяния. Рудные объекты принадлежат к трем формациям – медно-кварц-сульфидной, медно-эпидотовой и медистых песчаников и сланцев (табл. 18).

Таблица 18

Типизация основных проявлений медных руд

Формация	Минералогический состав	Названия и номера проявлений на карте
Медистых песчаников и сланцев	Вмещающие породы – песчаники, туфопесчаники, алевролиты, сланцы, доломиты. Рудные минералы – халькозин, борнит, халькопирит, малахит, ковеллин, самородная медь	Курпанджинское (I-5-22); Последнее (I-5-21); Придорожное (I-5-20); Кубулунья (I-6-6); Грань (I-6-17); Хандыгское (II-6-57); Рябинка (IV-4-5); Начарское (V-6-47)
Медно-кварц-сульфидная	Жильные минералы – кварц, карбонаты, хлорит. Вмещающие породы – доломиты, известняки, алевролиты, долериты. Рудные минералы – халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды	Пихол (II-6-65); Северный (IV-6-30); Краснохолмское (IV-6-46); Метеор (V-6-104)
Медно-эпидотовая	Вмещающие породы – базальты девонского возраста. Рудные минералы – самородная медь, халькозин, борнит, халькопирит, малахит, азурит	Джалкан (I-5-15); Росомаха (II-6-39)

К *формации медистых песчаников и сланцев* относится подавляющее большинство медесодержащих объектов со стратиформным типом оруденения в терригенных, вулканогенно-терригенных и карбонатных породах девона – нижнего карбона на севере Сетте-Дабана, в районе р. Менкюле. Это восемь проявлений и 30 пунктов минерализации.

Наиболее изучено *Курпанджинское проявление* (I-5-22), расположенное на левобережье Менкюле. Оно было открыто А. П. Кропачевым в 1975 г., в 1979–1983 гг. детально опойсковано канавами, траншеями и бурением [Иогансон и др., 1984ф].

В геологическом строении проявления принимают участие вулканогенно-терригенно-карбонатные отложения менкюленской свиты верхнего девона – нижнего карбона. На проявлении выделены две продуктивные толщи. В основании нижней толщи мощностью до 300 м лежит продуктивная пачка, содержащая пласты медистых песчаников мощностью 0,5–1,5 м с мелкокрапленными халькозиновыми, борнит-халькозиновыми, халькопирит-борнитовыми и халькопиритовыми рудами с содержанием меди 0,6–4 %. Мощность верхней продуктивной толщи, сложенной терригенными породами с прослоями туфоалевролитов и туфопесчаников, – до 170 м. Рудные тела линзовидной формы мощностью до 3 м при протяженности в первые десятки метров приурочены к прослоям туфогенных пород. Они сложены тремя типами руд:

равномерно вкрапленными бедными халькопиритовыми с содержанием меди 0,1–0,5 %, рядовыми и богатыми халькозиновыми и борнит-халькозиновыми, содержащими медь в количестве 0,6–8 %. Помимо меди, в рудном концентрате выявлено золото (2 г/т) и серебро (31 г/т), пригодные для промышленного извлечения.

Прогнозные ресурсы меди по категориям P_1 составляют 305 тыс. т и P_2 – 171 тыс. т [Иогансон и др., 1984ф], что может отвечать прогнозируемому среднему месторождению.

К этой же формации относятся и другие проявления с оцененными прогнозными ресурсами (табл. 19). В рудных телах прочих проявлений (Грань (I-6-17) [Пушкарь и др., 1985ф], Начарское (V-6-47) [Мехоношин и др., 1980ф], Хандыгское (II-6-57), Рябинка (IV-4-5) [Государственная ..., 1998, 1998а]) содержание меди низкое, параметры рудных тел не выдержаны или недостаточно изучены, оценка ресурсов там не производилась.

Пункты минерализации, относящиеся к формации медистых песчаников и сланцев, распространены от бассейна Менкюле до южной рамки листа. Кроме отложений девона и карбона, минерализация в них представлена и на других стратиграфических уровнях – в песчаниках и сланцах ордовика (I-5-11, I-5-16, I-6-9, I-6-11, I-6-12, I-6-13, I-6-15), карбонатно-терригенных породах кембрия, венда и рифея (IV-4-9, IV-5-2, IV-5-3, IV-5-6, IV-5-10, IV-5-13, IV-5-15, IV-6-12, V-5-5, V-5-7, V-6-2, V-6-4, V-6-13, V-6-14, V-6-21, V-6-25, V-6-28, V-6-33, V-6-43, V-6-45, V-6-62). В последних выявлены линзы, прослои брекчий и конгломератов с вкрапленностью халькопирита. Содержание меди везде невысокое – 0,2–1 %.

Медно-кварц-сульфидная формация представлена четырьмя проявлениями и 45 пунктами минерализации.

Одним из типичных является *проявление Пихол* (II-6-65), расположенное на водоразделе рек Саккырыр и Онелло. Обнаружено оно геологами Саккырской партии в ходе поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000 в 1986–1991 гг. [Зубков и др., 1991ф].

Проявление локализовано в пласте мощностью 30 м доломитов сытыгинской свиты венда и приурочено к антиклинальной складке 2-го порядка шириной 0,5–1 км, осложняющей ядро Ольчанской антиклинали.

Пласт несет интенсивную прожилково-сетчатую кварц-карбонатную минерализацию (до 20–35 %) штокверкового типа. Максимально пласт окварцован на восточном крыле антиклинальной структуры, где площадь выхода на поверхность кварцевого тела составляет 3700 м². Рудные минералы – блеклые руды, галенит, сфалерит, малахит, азурит. Наиболее высокие концентрации рудных элементов приурочены к замковой части антиклинали площадью 73 тыс. м², где среднее содержание меди, по данным химического анализа, составляет 0,5 %. В качестве сопутствующих компонентов присутствуют: сурьма – 0,4 %, цинк – 0,2 %, свинец – 0,9 %, ртуть – 0,01 % и серебро – 16 г/т.

При мощности рудного тела – 1 м и объемного веса руды 2,7 т/м³ авторские прогнозные ресурсы по категории P_2 оценены в следующих количествах (тыс. т): меди – 0,318, свинца – 0,516, цинка – 0,120, сурьмы – 0,233, ртути – 0,006; серебра – 0,96 т [Зубков и др., 1991ф; Кропачев и др., 2004ф].

Характеристики проявлений меди формации медистых песчаников и сланцев

Название проявления, (номер на карте)	Вмещающие породы (свита, возраст)	Тип руд	Параметры рудных тел				Прогнозные ресурсы, тыс. т (категория)	Источник данных
			количество	мощность, м	протяженность, м	содержание (среднее), %		
Придорожное (I-5-20)	Известковистые песчаники, гравелиты, конгломераты с пластами красноцветных туфопесчаников (менкюленская свита, поздний девон – ранний карбон)	Вкрапленность халькозина	1	0,2–1	300	до 0,4 (0,346)	16 (P ₂)	[Пушкарь и др., 1985ф]
Последнее* (I-5-21)	Красноцветные медистые песчаники (менкюленская свита, поздний девон – ранний карбон)	Вкрапленность халькозина	8	до 0,3	150–1800	до 2	96 (P ₁)	[Иогансон и др., 1984ф]
Кубулуння (Кубулуньинское) (I-6-6)	Известковистые туфопесчаники (зага- дочнинская свита, средний девон)	Вкрапленность сульфидов меди	1	1–12	400	1–2,85 (1,6)	24,1 (P ₂) 50,4 (P ₃)	[Пушкарь и др., 1985ф]

* На проявлении Последнее установлен ещё один меденосный горизонт мощностью 0,2–1 м, приуроченный к базальтам курпанджинской свиты. Содержание меди в нем не превышает 0,5 %, руды представлены вкрапленностью самородной меди, реже – тоже вкрапленностью ковеллина, халькозина, присутствуют азурит и малахит [Иогансон и др., 1984ф]. Эти руды относятся к медно-эпидотовой формации, оценка прогнозных ресурсов по ним не производилась.

Проявления Северный (IV-6-30), Краснохолмское (IV-6-46) и Метеор (V-6-104) характеризуются близкими к проявлению Пихол геологической позицией и типами руд. Максимальные содержания меди по штучному опробованию установлены на Краснохолмском проявлении – до 15,4 %, где в довольно высоких содержаниях также присутствуют цинк (до 3,8 %) и свинец (до 7,8 %) [Старников и др., 1980ф]. Прогнозная оценка категории P_2 в авторском варианте известна только для проявления Метеор – 18,923 тыс. т меди в 2 пластах протяженностью 274 и 1100 м при средней мощности 3,3 и 17,6 м и при содержаниях 0,21–3,55 % [Кропачев и др., 2004ф].

Пункты минерализации представлены кварцевыми и кварц-карбонатными жилами и зонами дробления того же состава, приуроченными к палеозойскому (I-5-10, I-6-7, I-6-18, I-6-19, I-6-22, II-6-2, II-6-4, II-6-20, II-6-26, III-6-4, III-6-5, IV-6-52, IV-6-60, IV-6-67, V-6-40, VI-6-9, VI-6-10, VI-6-11, VI-6-31, VI-6-38, VI-6-48, VI-6-55, VI-6-62, VI-6-70, VI-6-81) и реже к протерозойскому (IV-5-1, IV-5-5 – юдомская серия венда, V-6-55, VI-5-5, VI-6-66 – рифейские отложения) комплексам пород. Для рудных тел этих объектов характерна незначительная мощность, не превышающая 0,3–0,4 м, и протяженность не более первых десятков метров, реже – первые сотни метров. Сульфидная минерализация представлена рассеянной вкрапленностью пирита, халькопирита и борнита, содержание меди не превышает 1,0 %.

Медную минерализацию несут и многочисленные дайки сеттедабанского долеритового комплекса (II-6-6, II-6-11, II-6-19, II-6-22, II-6-27, II-6-28, II-6-35, II-6-43, II-6-53, II-6-58, II-6-64, III-6-37, IV-6-53, V-6-44, VI-6-5), которые содержат прожилки, жилы кварца и кварц-карбоната с вкрапленностью пирита, халькопирита. Содержание меди во вкрапленных рудах невысокое – 0,3–1,5 %. Мощность жил не превышает 0,2–0,5 м при протяженности в первые десятки метров.

Медно-эпидотовая формация представлена двумя проявлениями и 12 пунктами минерализации.

Наиболее высокими содержаниями меди характеризуется *проявление Россоха* (II-6-39), выявленное Лабыстахской партией под руководством А. Е. Соболева в 1974 г. [Соболев и др., 1977ф]. Вкрапленная сульфидная минерализация халькопирита и борнита приурочена к кровле покрова базальтов и перекрывающих покров известняков верхнего девона. Девять рудных тел протяженностью от 50 до 500 м и мощностью 1–4 м содержат медь – 0,84–2 %, а по отдельным пробам – 5–17 %. Руды содержат золото (0,5–3,8 г/т) и серебро (до 6025 г/т).

По изученным частям рудных тел сделана оценка ресурсов категории P_2 меди в количестве 9,3 тыс. т, золота – 0,5 т и серебра – 96,3 т, по категории P_3 ресурсы меди оценены в 180 тыс. т [Кропачев и др., 2004ф]. Проявление по меди может оцениваться как прогнозируемое среднее месторождение с попутным золотом и серебром.

Проявление Джалкан (I-5-15) расположено в истоках руч. Джалкан (Джалкан, правый приток Томпо с устьем ниже гидроотметки 275 м), в 6 км от автодороги, соединяющей с. Тополиное (расположен севернее листа Р-53) с федеральной трассой «Колыма».

Первые данные о меденосности района относятся к 1954 г., когда геологом С. Л. Чиликиным при заверке заявки о находке крупного самородка меди в аллювии руч. Джалкан были обнаружены проявления самородной меди в базальтах. В 1955–1956 гг. Джалканской партией под руководством К. К. Левашова [Левашов и др., 1957ф] были проведены поисковые работы на медь масштабов 1 : 10 000–1 : 50 000, в ходе которых впервые была выделена джалканская вулканогенно-осадочная серия среднего – верхнего девона, содержащая четыре покрова базальтовых порфиров.

Оруденение локализовано в покрове базальтовых порфиров фаменского возраста, площадь распространения которого составляет 44 км². Структурно участок проявления приурочен к Джалканской синклинали. Базальты содержат прерывисто-линзовидные стратифицированные рудные залежи мощностью 0,5–1,5 м с вкрапленностью самородной меди. Залежи располагаются в кровле отдельных потоков внутри покрова базальтов. Наибольшая концентрация меди установлена в двух нижних покровах, которые характеризуются большим разнообразием вторичных минеральных ассоциаций (хлорит, эпидот, халцедон, кальцит). Содержание меди в рудных телах – 0,1–1,5 %, в среднем 0,43 %. Суммарная мощность рудных залежей в разрезе покрова – 4 м.

Прогнозные ресурсы меди на проявлении по категории P₂ оценены в 136 тыс. т [Пушкарь и др., 1985ф].

Содержание меди в пунктах минерализации, приуроченных к девонским базальтам (I-5-19, I-5-24, II-6-10, IV-6-40), не превышает 1,6 %.

Пункты минерализации (VI-6-18, VI-6-46) представлены минерализованными зонами дробления в кембрийских отложениях с бедной вкрапленностью халькопирита (содержание меди – 0,1 %).

Остальные пункты минерализации неясной формационной принадлежности приурочены к дайкам долеритов (VI-6-17, VI-6-28, VI-6-91, VI-6-93, VI-6-101, VI-6-105). Содержание меди в них варьирует от 0,03 до 0,33 %.

Вторичный ореол рассеяния меди, свинца, цинка по водотокам бассейна р. Сыалысархах (IV-5-4) характеризуется содержанием меди в потоках рассеяния – 0,007–0,01 % (в отдельных пробах до 0,3 %), свинца – 0,002–0,003 % (в отдельных пробах 0,15 %), цинка – 0,008–0,02 % [Геологическая ..., 1990].

Ореолы (IV-6-3, IV-6-24, IV-6-36, V-5-16, V-6-87, V-6-100) характеризуются низкими концентрациями по категориям: C₁ – 0,006–0,01 %. Часто они комплексные, в них присутствуют (C₁) свинец – 0,0026 % и цинк (C₁; C₂) – 0,012–0,023 %, на уровне примесей – мышьяк, серебро, молибден, никель, ванадий, кобальт и фосфор [Горлова и др., 2005ф].

Свинец. На площади листа выявлено семь пунктов минерализации свинца, шлиховой ореол галенита и вторичный ореол рассеяния свинца.

Пункты минерализации, предварительно относимые к свинцово-цинковой жильной формации, представлены кварцевыми жилами и зонами брекчирования и окварцевания (I-2-4, I-5-7, V-6-1, V-6-34, V-6-49, V-6-76, V-6-94). Рудная минерализация в них – убогая вкрапленность галенита и реже сфалерита, содержание свинца – 0,1–0,5 %.

Шлиховой ореол галенита (VI-5-7) приурочен к выходам юдомской серии в нижнем течении руч. Юканда [Геологическая ..., 1989].

Вторичный ореол рассеяния свинца (V-5-4) обнаруживает четкую приуроченность к зонам дробленых пород взбросов. Содержание свинца – 0,01–0,02 %, в редких пробах до 0,3 % при фоновых содержаниях 0,002 % [Геологическая ..., 1977].

Свинец, цинк. Свинцово-цинковые пункты минерализации гидротермального генезиса свинцово-цинковой жильной формации представлены минерализованными зонами дробления, кварц-карбонатными жилами, окварцованными брекчиями в терригенно-карбонатных и карбонатных породах палеозоя (I-2-2, I-4-12, I-6-4, IV-6-2) и протерозоя (V-6-32, VI-6-43).

В пунктах минерализации, условно отнесенные к стратиформно-карбонатной формации (IV-6-33, IV-6-39, IV-6-45, V-5-19, VI-5-3), содержания свинца – 0,46–2,37 %, цинка – 0,28–1,44 %, и только на левобережье р. Белая (IV-6-45) содержания свинца достигают 5,3 %.

Вторичные геохимические ореолы свинца и цинка распространены в восточной части территории, большинство из них приурочено к выходам песчано-глинисто-известняковой формации нижнего ордовика (IV-6-9, IV-6-48, IV-6-51), на левобережье р. Тыры в них присутствует еще и медь (III-6-21, III-6-27, III-6-28, III-6-38).

В бассейне р. Ханда (Белая) вторичный ореол (IV-6-35) свинца и цинка приурочен к карбонатным отложениям рифея и венда, содержащим рассеянную вкрапленность сфалерита и галенита.

В авторском варианте прогнозные ресурсы категории P_2 свинца и цинка оценивались только на проявлении Пихол (описано в разд. «Медь»).

Цинк. На площади листа собственно сфалеритовое оруденение известно в одном проявлении свинцово-цинковой стратиформно-карбонатной формации и в 18 пунктах минерализации.

Проявление Северное (VI-5-18) расположено на правобережье руч. Курунг-Юрях и открыто при геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000 в 1979 г. геологами М. П. Кордонским и В. П. Даниловым [Мехоношин и др., 1980ф]. Проявление локализовано в сарданинской свите юдомской серии венда, в разрезе которой выделено два рудных уровня минерализованных доломитов мощностью до 7–10 м, протяженностью 100–200 м. Рудные минералы представлены вкрапленностью светлого сфалерита (клеюфана). Содержание цинка – 0,1–0,2 %, в единичных пробах – 0,5–0,9 % [Кропачев и др., 2004ф].

Содержание цинка в пунктах минерализации колеблется от 0,3 до 1 %. Оруденение в них различного типа: это и сетчатое кварц-кальцитовое прожилкование в дайках долеритов и метасоматитов свинцово-цинковой жильной формации (I-4-1, I-5-13, I-6-16, II-6-9, IV-5-7, V-6-60, VI-5-8, VI-6-3, VI-6-15, VI-6-76), и зоны дробления, окварцевания, линзы брекчий в доломитах, более близкие по геологической позиции к свинцово-цинковой стратиформной формации в карбонатных толщах (II-6-71, III-6-39, IV-4-2, IV-6-6, IV-6-31, V-4-3, V-5-10, VI-5-9).

Шлиховые ореолы сфалерита, иногда содержащие галенит и халькопирит, известны между ручьев Темирдех и Кюнγκюнюр (I-1-1), в долинах левых притоков р. Уяна (I-4-4, I-4-8), в бассейне ручьев Берендя и Бугансал (III-6-34).

Их источниками, как правило, являются карбонатно-кварцевые жилы или минерализованные породы. Количество зерен сфалерита в пробах не превышает пяти-десяти [Щербаков и др., 1981ф, Старников и др., 1995ф]. Еще один сфалеритовый шлиховой ореол (VI-5-16) пространственно тяготеет к месторождению Перевальное.

Повышенные концентрации цинка в донных отложениях известны на водоразделе верховий рек Дерону и Сахара (V-6-80) и в верховьях левого притока р. Куранах (II-6-16). Ореол рассеяния (V-5-8) приурочен к Гувиндинскому разлому и характеризуется содержаниями цинка до 0,03–0,04 %, при фоновых содержаниях 0,004 % [Геологическая ..., 1977].

Цинк, свинец. Цинково-свинцовая минерализация представлена в одном месторождении, 15 проявлениях и 15 пунктах минерализации. Большинство рудных объектов, в том числе единственное месторождение, относятся к стратиформной свинцово-цинковой формации в карбонатных толщах. Лишь незначительная часть пунктов минерализации может рассматриваться в составе свинцово-цинковой жильной формации.

Свинцово-цинковая стратиформная формация в карбонатных породах.

Месторождение Сардана (Сарданинское, Сарданское) (VI-5-19) расположено на границе листов Р-53 и О-53. Описание месторождения приведено в объяснительной записке к Государственной геологической карте листа О-53 – Нелькан [Государственная ..., 2012]. Контур балансовых запасов месторождения в равных долях расположен на листах О-53 и Р-53, но, учитывая, что все же большая часть основных рудных тел расположена в верхнем течении руч. Курунг-Джюкат у впадения нескольких левых притоков на территории листа Р-53, здесь приводится описание месторождения с дополнительными данными.

Проявление свинцово-цинковых руд на участке будущего месторождения было открыто в 1970 г. геологом Селендинской партии А. И. Горбуновым. В 1971 г. этой же партией на участке были проведены первые детальные поиски, в результате которых было оконтурено Сарданинское рудное поле [Старников и др., 1972ф, 1975ф, Афанасьева и др., 1997]. Разведка месторождения (канавы, бурение) до глубины 700 м проведена в 1976–1979 гг. Юдомской ГРП Аллах-Юньской экспедиции (В. К. Филиппов, В. Д. Боговин и др.) [Боговин и др., 1975ф, 1977ф, 1980ф]. Ореолы, минеральный состав руд и вещественный состав вмещающих отложений в сотрудничестве с геологами Аллах-Юньской экспедиции изучались геологами ЦКТЭ [Ляшкевич и др., 1974ф; Казаненко и др., 1976ф], ИГиГ СО АН СССР и ИГ ЯФ СО АН СССР [Давыдов и др., 1979ф, 1985ф, 1999ф; Флеров и др., 1976ф; Стратиформные ..., 1979; Структурные..., 2002], ВСЕГЕИ [Иогансон и др., 1976ф], ЦНИГРИ [Шапиро и др., 1975ф; Донец и др., 1977ф, Ким и др., 1977ф, Владимиров и др., 1977ф, 1978ф], ИМГРЭ [Лурье и др., 1975ф, Сережникова и др., 1978ф], ИГЕМ [Павлов и др., 1980ф]. В 1977–1978 гг. ЦНИГРИ подготовлено ТЭО по месторождению и произведен подсчет запасов [Владимиров и др., 1977ф, 1978ф], которые (в связи со слабой изученностью) на баланс не ставились. В 2001 г. в ГУП «Сахагеоинформ» подготовлены технико-экономические расчеты по месторождению, в том числе по категориям произведен новый подсчет запасов [Ар-

гунов и др., 2001ф] и оценка ресурсов, принятых РКЗ [Протокол ..., 2001ф]. В 2005 г. подсчитанные в этом варианте запасы были поставлены на ГБЗ [Заключение ..., 2012], а прогнозные ресурсы остались учтенными только в РБПО [Республиканский..., 2017]. Доразведку месторождения предполагалось возобновить в 2007 г. силами ООО «Сибирские цветные металлы». Этой компании были выданы две лицензии: на разведку и добычу полиметаллических руд на месторождении Сардана (до 25.04.2027 г.) и на геологическое изучение, разведку и добычу в пределах Сарданинского рудного узла (до 01.12.2036 г). По заказу компании в 2011 г. ФГУП «ЦНИГРИ» подготовило временные разведочные кондиции с подсчетом запасов [Карпенко и др., 2011ф]. Эти запасы по ряду причин оказались существенно занижены и не были приняты ГКЗ [Протокол ..., 2012ф; Заключение ..., 2012ф]. В 2014 г. обе лицензии переоформлены на дочернее предприятие – ООО «Восточно-Сибирская компания», в настоящее время в связи с падением цен на руды свинца и цинка работы практически остановлены.

В геологическом строении рудного поля месторождения Сардана участвуют юкандинская и сарданинская свиты венда (юдомская серия) и пестроцветная свита нижнего кембрия. Основные рудные тела месторождения расположены в зоне смыкания восточного крыла Сарданинской (Сарданской) синклинали и западного крыла Курунгской антиклинали. Единичные рудные тела установлены и на восточном крыле Курунгской антиклинали в зоне перехода к Быттахской синклинали. Сарданинская и Быттахская синклинали севернее месторождения после замыкания Курунгской антиклинали сливаются в единую Селендинскую синклиналь, которая нередко фигурирует как основной структурный элемент контроля рудных горизонтов месторождения [Боговин и др., 1975ф].

Рудные тела на площади 50 км² приурочены к доломитам и известнякам сарданинской свиты венда. Мощность рудовмещающей толщи – 120–130 м, в которой выделяется три уровня размещения рудных тел. Мощность рудных тел по сечениям колеблется от 0,5 до 36 м, содержания цинка – от 0,33 до 24,7 %, свинца – от 0,08 до 13 %, золота – до 2,4 г/т, серебра – 1–285 г/т, германия 7,2–82 г/т (до 1150 г/т), кадмия в среднем 236 г/т (до 2900 г/т), ртути – 23 г/т, серы – до 4 %. В строении рудных тел выявлена зональность: от центра к периферии богатые массивные руды сменяются прожилково-вкрапленными. На месторождении установлены пиритовые, пирит-сфалеритовые, сфалеритовые, галенит-сфалеритовые и сфалерит-галенитовые типы руд, из которых промышленную ценность представляют два последних типа. Представления о генезисе руд на месторождении остаются спорными. А. Д. Щегловым [Щеглов, 1976] и Б. Л. Флеровым с соавторами [Флеров и др., 1976ф] он рассматривается как гидротермальный (телетермальный) в связи с тектоно-магматической активизацией. Ф. В. Чухров рассматривал руды как вадозно-гидротермальные [Чухров, 1976]. Другие исследователи считают, что наиболее вероятен гидротермально-осадочный генезис руд, хотя не исключают и чисто осадочное их происхождение [Стратиформные ..., 1979].

Балансовые запасы категории С₂ по состоянию на 1.01.2017 г. составляют: цинка – 1926,4 тыс. т, свинца – 592,2 тыс. т [Государственный ..., 2017]. Прогнозные ресурсы категорий Р₁ оценены по цинку в количестве 164,4 тыс. т, по

свинцу – 95,3 тыс. т; P_2 – 2091 и 688 тыс. т соответственно. Прогнозные ресурсы категории P_1 германия оценены в 1,43 тыс. т, кадмия – 9,592 тыс. т, серебра – 679 т. Данные прогнозные ресурсы по всем элементам учтены только РБПО [Республиканский..., 2017ф]. На федеральном уровне по месторождению учтено 350 тыс. т цинка и 92 тыс. т свинца (категория P_1), а по Сарданскому рудному полю – 1405 тыс. т цинка и 422 тыс. т свинца (P_2), еще по 43 тыс. т цинка и свинца (P_1) учитывается на уч. Западный [Сборник ..., 2017¹]. По балансовым запасам цинка месторождение отвечает рангу крупных объектов (более 1000 тыс. т), по запасам свинца – среднее (100–1000 тыс. т). По сумме учитываемых ГБЗ и учитываемых РБПО ресурсов месторождение может рассматриваться как прогнозируемое крупное и для свинца с попутным германием, кадмием и серебром на уровне средних месторождений.

По авторским оценкам ресурсов германия и серебра [Кропачев и др., 2004ф] месторождение может рассматриваться как прогнозируемое крупное и для этих полезных ископаемых.

Проявление Перевальное (VI-5-13) расположено в междуречье Хамны и Курунг-Джюката. Рудные тела вдоль водораздела протягиваются на юг от левого борта руч. Курунг-Джюкат (в 8 км от устья) до руч. Перевальный (правый приток Хамны). Рудопроявление было открыто в 1974 г. в процессе поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000 [Старников и др., 1975ф]. Разведочные работы до глубин 300 м выполнены одновременно с разведкой месторождения Сардана в 1976–1980 гг. [Боговин и др., 1977ф].

В геологическом строении проявления принимают участие те же отложения, что и на месторождении Сардана.

Рудное поле также сложено доломитами и известняками сарданинской свиты венда и приурочено к восточному крылу Керби-Хамнинской синклинали в зоне перехода к западному крылу южного фланга Юкандинской антиклинали в опущенном крыле Менджельского взброса. Мощность рудовмещающей толщи – 80–150 м, в которой выделяется три уровня размещения рудных тел. Наиболее продуктивной является верхняя пачка мощностью 80–100 м. Пять пластовых рудных тел выявлены на участке протяженностью около 11 км. Мощность тел – от 0,5 до 23 м, протяженность – 50–1640 м, прослежены они бурением до глубины 300 м. Среднее содержание цинка – от 0,14 до 20,24 %, свинца – от 0,15 до 6,39 %, германия – 94 г/т, кадмия – 510 г/т. Строение рудных тел, их залегание и соотношение с вмещающими породами имеют сходный характер с месторождением Сардана, но отсутствует пиритовый тип руд [Кропачев и др., 2004ф].

Сводка прогнозных ресурсов (СПР) [Сводка ..., 2017э] учитывает только ресурсы цинка, свинца и серебра в варианте оценки Л. И. Егоровой и соавторов [Егорова и др., 1998ф], германия и кадмия остались в ранге авторских. Прогнозные ресурсы цинка категории P_2 составляют 590 тыс. т; свинца 250 тыс. т; серебра 400 т; германия 0,3 тыс. т.; кадмия 2 тыс. т. По количеству учитываемых СПР прогнозных ресурсов цинка проявление может рассматриваться как прогнозируемое комплексное среднее месторождение с попутными рудами свинца и серебра на уровне малых месторождений.

В максимальном варианте авторской оценки ресурсов цинка, свинца и германия [Свининых и др., 1979ф] рудопроявление может рассматриваться и

как прогнозируемое крупное по цинку и германию с сопутствующим свинцом на уровне среднего месторождения. По максимальным авторским оценкам ресурсов серебра [Кропачев и др., 2004ф], его сопутствующие запасы тоже могут прогнозироваться на уровне среднего месторождения.

Характеристики трех проявлений этой формации приведены в табл. 20. Два из них – Кюбюнде и Джанкы – в перспективе могут рассматриваться как прогнозируемые малые месторождения.

Т а б л и ц а 20

Характеристики проявлений свинца и цинка стратиформной формации

Проявление (номер на карте)	Характеристики рудных тел				Прогнозные ресурсы (категория), тыс. т	Источник данных
	кол- во	мощность, м	длина, м	содержание, %		
Некчегун (II-6-49)	1	1–5		Zn 0,4–10 Pb 0,3–4 Cu 0,06–0,1	Zn + Pb 0,306 (P ₁)	[Зубков и др., 1991ф]
Кюбюнде (V-4-5)*	1	2,1	1000	Zn 0,04–1,33 Pb 0,02–0,79	Zn + Pb 37 (P ₂)	[Прокопьев и др., 1981ф]
Джанкы (V-5-9)	6	до 30	400–800	Zn 0,07–12,2 Pb 0,02–21,5	Zn 34,094 (P ₂) Pb 34,073 (P ₂)	[Баланов и др., 1986ф]

* на проявлении Кюбюнде руды содержат еще кадмий и серебро в количестве до 100 и 38 г/т соответственно. В отчетных материалах оценка по цинку и свинцу дана как авторские запасы без категорий с подвеской на глубину 500 м.

В карбонатных породах венда и рифея выявлен еще целый ряд комплексных проявлений свинца и цинка (IV-4-6, IV-4-8, IV-5-17, V-4-7, V-5-1, V-5-3, VI-5-6, VI-5-14, VI-5-17) и пунктов минерализации (II-6-52, V-5-14, VI-5-2). По строению и составу руд они аналогичны вышеописанным объектам.

Содержание цинка в проявлениях варьирует от сотых долей до 5,8 %, свинца – до 4 %, в редких случаях содержания достигают 10–12 % (IV-6-38, VI-5-1).

Свинцово-цинковая жильная формация. Пункты минерализации гидротермального генезиса представлены минерализованными зонами дробления, кварц-карбонатными жилами, окварцованными брекчиями в песчаниках улаханбамской свиты рифея (VI-5-4, VI-6-83) и в терригенно-карбонатных породах палеозоя (I-4-5, I-4-7, I-5-1, I-5-17, I-6-2, I-6-3, IV-6-58, V-6-42, VI-6-31, VI-6-74).

Вольфрам. Единственный пункт минерализации вольфрама (II-6-18) расположен в устье руч. Олений, правого притока р. Куранах. Здесь, на восточном крыле Онеллинской синклинали в отложениях лабыстахской свиты среднего ордовика установлена дайка долеритов мощностью 3 м. В ней наблюдаются разноориентированные карбонатно-кварцевые прожилки (до 3–5 см) с редкой вкрапленностью пирита (1–5 мм). По данным спектрального анализа окварцованных долеритов, в них установлено содержание вольфрама 0,07 %, висмута 0,005 %, цинка 0,007 % и меди 0,015 % [Хамантов и др., 1989ф].

Алюминий. Единственный известный на площади листа пункт минерализации алюминиевого сырья известен на левобережье р. Алдан, напротив устья р. Белая (IV-4-3) в каолин-гидрослюдистой доюрской коре выветривания мощностью до 3,8 м, залегающей на кембрийских карбонатных породах. Содержания глинозема – до 15–17 %. Образования содержат значительное количество кремнезема (до 38 %) [Прокопьев и др., 1981ф], что существенно снижает качество руд.

Более высокие содержания свободного глинозема установлены в бурхалинской серии нижнего–среднего девона на меднорудном проявлении Грань (I-6-17). Здесь содержание Al_2O_3 по 30 пробам в интервале составляет 18–24 %, в одной пробе достигают 30 % [Горбунов и др., 1979ф].

Ртуть, сурьма. Проявление *Яшка* (II-6-17) расположено на правобережье руч. Яшка, правого притока р. Куранах и относится к *ртутно-сурьмяной джаспероидной формации(?)*. Проявление было обнаружено геологами Сегеняхской партии под руководством В. И. Хамантова в 1985 г., поисковые работы проведены в 1986 г. [Хамантов и др., 1989ф].

Проявление приурочено к разлому северо-северо-восточного простирания, оперяющему Росомахинский сбросо-сдвиг. Минерализованная зона дробления, представленная брекчией доломитов оронской свиты силура и баранинской свиты ордовика, сцементирована доломит-кальцитовым материалом и включает в себя блоки интенсивно развальцованных, раскливажированных до глинистого состояния долеритов. Рудная зона имеет сложное строение; собственно оруденелой является ее центральная часть мощностью 12,4 м, наиболее обогащенный (окварцованный) участок приурочен к оси зоны мощностью 1,8 м. Протяженность зоны ориентировочно – 200 м, мощность рудного тела с промышленным оруденением – 1,4 м, максимальные средневзвешенные содержания ртути до 0,07 % на мощность 0,4 м, сурьмы – 2 % (хим. анализ) на мощность 1,4 м. Пробирный анализ руд показал содержание сопутствующего серебра до 7,3 г/т.

Авторские прогнозные ресурсы категории P_2 ртути оценены в 0,003 тыс. т, сурьмы – 0,18 тыс. т [Хамантов и др., 1989ф].

Мышьяк. В русле руч. Скалистый (I-4-2) в глыбах кварца отмечается гнездовая вкрапленность арсенопирита и пирита (до 10–15 % объема кварца). В штучной пробе спектральным анализом установлено содержание As – 1 %, Sb – 0,002 %, Cd – 0,003 %.

Повышенные концентрации мышьяка установлены в донных пробах в бассейне р. Бурхала (IV-6-7).

Сурьма. На площади листа известны одно проявление и два пункта минерализации сурьмы.

Проявление Хамамытское (I-6-21) расположено у восточной рамки листа, в месте слияния ручьев Прав. и Лев. Хамамыт. В 1933 г. И. К. Коровяковым на р. Хамамыт было обнаружено несколько пунктов аурипигментовой минерализации [Коровяков и др., 1935ф], но наиболее богатые участки были выявлены восточнее, на водоразделе рек Хамамыта и Сендучена (лист Р-54,

Сендученское проявление)*. Работы были продолжены А. И. Горбуновым и К. Я. Спрингисом, основная часть работ была проведена на Сендученском проявлении, в рудах всех проявлений с мышьяком была установлена и сурьма, представленная антимонитом. На Хамамытском проявлении, входящим в то время территориально в разведочный участок № 3, было пройдено девять канав и одна штольня [Григорьев и др., 1935ф; Спрингис и др., 1935ф]. Во второй половине 1970-х годов поверхностные горные работы на проявлении проводила Сендученская поисковая партия [Додин и др., 1979ф].

Рудные тела представлены секущими жилами кварцевого, флюорит-барит-карбонатно-кварцевого состава с неравномерным прожилково-вкрапленным и гнездовым энаргитовым, реальгар-аурипигментовым и антимонитовым оруденением. Наиболее значительны по своим параметрам кварцевые жилы № 1 (расположена на площади листа Р-54) и № 2. Жила № 1 прослежена на 800 м, на 600 м вскрыта горными выработками. Морфология жилы очень сложная, мощность – от 0,8 до 2,6 м. Содержание сурьмы и мышьяка крайне по штольне неравномерное – 0,1–44 % (среднее 3,3 % на инт. 100 м), в остальных выработках – 0,1–0,5 %. По данным пробирного анализа, в одной пробе установлено золото 3,2 г/т. Жила № 2 прослежена на 300 м, мощность – 0,5–0,7 м. По четырем штуфам содержание $Sb+As$ – 0,34–2,17 %.

Авторские прогнозные ресурсы категории P_2 сурьмы по жиле № 1 оценены в 3,3 тыс. т [Додин и др., 1979ф]. Крупные кристаллы аурипигмента представляют собой высококачественный коллекционный материал.

Пункты минерализации (I-4-11, IV-6-19) приурочены к тектоническим нарушениям, в зоне дробления которых отмечаются кварц-карбонатные прожилки с убогой сульфидной минерализацией. По данным спектрального анализа, содержание сурьмы составляет 0,15 и 1 %.

Сопутствующая сурьма известна в золото-сурьмяном проявлении Хохсолох (I-5-4), ртутно-сурьмяном проявлении Яшка (II-6-17) и в полиметаллическом проявлении Пихол (II-6-65).

В дробленных и окварцованных алевролитах зоны № 1 проявления Хохсолох содержание сурьмы – до 29 %.

Авторские прогнозные ресурсы сурьмы категории P_2 на проявлении оценивались в 15 тыс. т при среднем содержании 2,8 %. Подробная характеристика проявления приведена при описании золота.

Сведения об оценке прогнозных ресурсов сурьмы на проявлениях Яшка и Пихол приведены при описании ртуты с сурьмой и меди.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Редкометалльно-редкоземельное оруденение на площади листа генетически связано с ордовикским и позднедевонским щелочно-ультраосновным магматизмом. Промышленное оруденение контролируется массивами ордо-

* Исследования 1930-х годов производились силами экспедиции особого назначения (ЭОН) «Дальстроя». Стратегическая значимость мышьяка в те годы определялась его применением в химическом оружии при производстве отравляющего вещества – люизита, в меньшей мере – как обезболивающее.

викского лединского комплекса, где выявлены четыре проявления ниобия и одно проявление ниобий-редкоземельной специализации, ряд пунктов минерализации. Все проявления ниобия и редких земель цериевой группы относятся к *редкометалльно-редкоземельной карбонатитовой формации* пневматолитово-гидротермального генезиса.

Ниобий. Наиболее изученное проявление *Поворотное* (VI-6-4) расположено на водоразделе ручьев Поворотный и Метеор (правые притоки р. Леда). Щелочно-ультраосновные породы здесь были выявлены Н. В. Балановым [Баланов и др., 1962ф]. В 1963 г. Право-Лединской партией были проведены поисковые работы масштаба 1 : 10 000, в результате которых были вскрыты четыре рудных тела ниобиевых руд [Силичев и др., 1964ф]. В 1985–1990 гг. Телкенджинской партией проведено геологическое доизучение проявления и уточнена прогнозная оценка на ниобий и редкие земли [Сагир и др., 1991ф].

В геологическом отношении проявление связано с массивом Поворотный щелочно-ультраосновных пород лединского комплекса, который приурочен к ядру Праволединской антиклинальной структуры.

Все разновидности пород содержат ниобий и тантал, однако промышленные концентрации ниобия известны лишь в карбонатитах двух последних стадий. Рудные тела образованы флогопит-кальцитовыми, доломитовыми и анкеритовыми карбонатитами с вкрапленностью пироклора и колумбита. Мощность рудных тел – от 7 до 120 м, протяженность – от 100 до 530 м; среднее содержание Nb_2O_5 – 0,2–0,4 %, Ta_2O_5 – 0,002–0,004 %. В составе руд, кроме основных рудных минералов (пироклора и колумбита) отмечаются апатит (от 2–3 до 10 %), магнетит (3–5 %), пирит (3–5 %), а также в количестве не более процента – ильменит, циркон, сфен, гематит и монацит.

Запасы Nb_2O_5 по категории C_2 оценены в 105,46 тыс. т; прогнозные ресурсы категории P_1 – 55,68 тыс. т, категории P_2 – 268,27 тыс. т и учтены СПР [Сагир и др., 1991ф]. Ресурсы Ta_2O_5 на проявлении тоже учтены СПР [Сводка ..., 2017э] и оценены по разным категориям в следующем количестве (тыс. т): P_1 – 0,874, P_2 – 0,41, P_3 – 1,73. Кроме редких металлов в рудах проявления в авторском варианте оценены прогнозные ресурсы пятиокси фосфора в количестве 3,8 млн т со средним содержанием 2,84 % [Сагир и др., 1991ф]. Проявление относится к участкам недр федерального значения (№ 735) [Перечень..., 2017э].

Проявление, по авторским оценкам, может рассматриваться как среднее непромышленное месторождение ниобия (50–300 тыс. т) и как прогнозируемое крупное месторождение ниобия с сопутствующим танталом на уровне средних месторождений.

Подобное по строению и составу проявление *Гек* (V-6-96) расположено в 12 км севернее Поворотного проявления на левом борту долины Сахары, между ручьями Ким и Кишра. Проявление выявлено в ходе поисковых работ, изучено канавами [Силичев и др., 1964ф].

Проявление локализовано в одноименном штоке щелочно-ультраосновных пород лединского комплекса среди известняков среднего–верхнего кембрия.

Рудное тело сложено амфибол-кальцитовыми и доломитовыми карбонатами. Мощность его варьирует от 12 до 56 м, в среднем составляя 34 м при протяженности в 700 м. Рудная минерализация представлена вкрапленностью пирохлора и колумбита; кроме того, здесь установлено значительное количество апатита. Среднее содержание (%): Nb_2O_5 – 0,185 %, Ta_2O_5 – 0,0038 %, P_2O_5 – 2,84 % [Горлова и др., 2005ф].

Прогнозные ресурсы категории P_2 оценены по Nb_2O_5 в 22,49 тыс. т, а по P_2O_5 – в авторской оценке в 0,3453 млн т [Силичев и др., 1964ф]. Проявление может рассматриваться как прогнозируемое мелкое месторождение ниобия с бедными рудами.

Проявление Воин (V-6-93) расположено еще в 4 км к северу на левом борту руч. Герой (левый приток Сахары) и локализовано в одноименном массиве ультраосновных щелочных пород (лединский комплекс).

Проявление представляет собой два линзообразных рудных тела биотит-кальцитовых карбонатитов (№ 1 и № 2), со средней мощностью 5,75–6,25 м и протяженностью около 300 м и серию сближенных жил флогопит-кальцитовых карбонатитов (№ 3) мощностью 0,7–3 м, протяженностью около 50 м. Рудные тела содержат тонкорассеянную вкрапленность пирохлора, перовскита, пирита, апатита, магнетита; содержание пятиоксида ниобия – 0,1–0,46 %. Кроме того, в карбонатитовых телах № 1 и № 2 спектральным анализом установлены La_2O_3 – 0,02–0,1 % и Ce_2O_3 – 0,05–0,1 %. Суммарные содержания TR_2O_5 по рудным телам № 1 и № 2 – 0,12 и 0,11 %. В них же рентгено-спектральным анализом установлены уран и стронций, средние содержания которых – 0,009 и 0,5 % в первом и 0,0069 и 0,5 % во втором.

Прогнозные ресурсы категорий P_2 оценены для Nb_2O_5 в 4 тыс. т и авторские ресурсы P_3 для U_2O_5 в 0,08 тыс. т [Сводка ..., 2017э; Сагир и др., 1991ф].

Проявление Трубка (V-6-81), расположенное на левобережье Лев. Сахары в 4–5 км от устья, открыто П. Ю. Круковским [Сагир и др., 1991ф]. Оно приурочено к штоку щелочных сиенит-порфиров левосахаринского комплекса (поздний девон). Щелочные сиенит-порфиры образуют трубообразное тело размером 200×200 м, круто падающее на запад под углом 60° . Породы подверглись интенсивной анкеритизации и серицитизации. По данным минералогического анализа, в анкеритовых метасоматитах установлена микроскопическая вкрапленность колумбита, паризита, ксенотима и перовскита. По данным спектрального анализа бороздовых проб, содержание ниобия в рудах составило 0,1–0,5 %; рентгенорадиометрического анализа – 0,3–3 %; химического анализа – 0,05–0,07 %.

Прогнозные ресурсы Nb_2O_5 категории P_2 оценены в 15 тыс. т [Сагир и др., 1991ф].

Пункты минерализации ниобия представлены тремя типами, два из которых близки к той же карбонатитовой формации, а третий, скорее, отвечает россыпной редкометалльной формации в древних отложениях.

Пункты минерализации первого типа относятся к двум группам – в магматических породах – щелочные метапикриты на руч. Розовый (V-6-65) и во вторичных доломитах по зонам окварцевания и дробления; в отложениях бурхалинской серии на левом притоке Сетаньи – руч. Варнак (V-6-17) Nb_2O_5 – 0,022 % и в палеозойских карбонатных породах на левобережье руч. Курунг,

правый приток р. Аллах-Юнь (VI-6-12). Мощность зоны на руч. Курунг достигает десятков метров, протяженность – сотни метров. По данным химического анализа двух штучных проб, содержание Nb_2O_5 составляет 0,02 %; ZrO_2 – 0,01–0,02 %; La_2O_3 – 0,01 %.

Пункты минерализации второго типа локализованы в песчанистых пиритизированных известняках широкоинской (VI-6-2) и пикской (VI-6-13) свит. По данным минералогического анализа протолок установлены мелкие зерна пирохлора и циркона. Их присутствие подтверждено химическими анализами штучных проб: содержания Nb_2O_5 – 0,02 %; ZrO_2 – 0,01–0,03 %; иногда отмечается La_2O_3 – 0,02 % [Горлова и др., 2005ф].

Германий на территории листа отмечается лишь как сопутствующий компонент в свинцово-цинковых рудах месторождения Сардана и проявления Перевальное. В рудах первого содержание германия – от 20 до 1150 г/т, на втором – 24 г/т. Прогнозные ресурсы германия в авторской оценке категории P_1 оценены там в 1,43 и 0,3 тыс. т соответственно [Егорова и др., 1998ф].

Высокие содержания германия спектральным анализом установлены в ряде углепроявлений юрского возраста. В углях проявления Хайа-Кутуруга (III-3-16) содержание германия достигает 0,05–0,1 %, в углях на левобережье Алдана, напротив устья Тыры – 0,05 % [Гриненко и др., 1983ф].

Кадмий как и германий, в виде сопутствующего компонента содержится в рудах месторождения Сардана и проявления Перевальное, кроме того – на проявлении Кюбюнде. По месторождению Сардана содержание кадмия в рудах колеблется от 10 до 2900 г/т, по проявлениям Перевальное и Кюбюнде – 160 и 100 г/т.

Прогнозные ресурсы категории P_1 кадмия оценены в рудах Сарданы в 9,59 тыс. т, а на Перевальном проявлении категории P_2 – в 2,06 тыс. т [Егорова и др., 1998ф].

Редкие земли цериевой группы в виде самостоятельных руд представлены в одном проявлении.

Проявление Батрак (Батракское) (V-6-84) расположено в верховьях одноименного ручья – левого притока р. Лев. Сахара.

Штокверк (250 × 500 м) доломит-анкеритовых (с флюоритом и баритом) карбонатитов (лединский комплекс, средний ордовик) расположен в сводовой части антиклинальной структуры 3-го порядка. Рудные тела характеризуются большим разнообразием форм и размеров. Преобладают (до 80 % штокверка) субпластовые и секущие тела карбонатитов мощностью 3–20 м при протяженности до 40 м, зоны карбонатитового прожилкования мощностью до 6 м, приуроченные к разрывным нарушениям, и зоны прожилкования, представленные тонкими разноориентированными прожилками карбонатитов мощностью от 1 мм до 5–10 см и до 0,2–0,4 м. Основными полезными компонентами руд являются церий, лантан, неодим, празеодим. Средние суммарные содержания лантаноидов цериевой группы, по данным количественного спектрального анализа, составляют – 0,56 %, Ce_2O_3 – 0,37 %, по данным рентгено-радиометрического анализа, соответственно – 1,08 и 0,72 %. В рудах в незначительных

количествах встречается Y – 0,001–0,029 %, Sm и Gd – 0,025–0,054 % и до 0,1 % (в сумме). Кроме того, первых процентов достигают содержания бария и марганца, стронция – 0,2–0,5 %. Редкоземельная минерализация тесно связана с барит-флюоритовой минерализацией. Карбонатиты обладают повышенной радиоактивностью – от 20–40 до 400 мкР/ч [Горлова и др., 2005ф].

Прогнозные ресурсы P_2 составляют 667,5 тыс. т лантаноидов цериевой группы, что позволяет прогнозировать здесь среднее месторождение с бедными рудами [Сводка ..., 2017э]. Проявление относится к участкам недр федерального значения (№ 670) [Перечень..., 2017э].

Шлиховой ореол (VI-6-94) перовскита, бадделеита, редкоземельных минералов, флюорита выделен на левобережье р. Аллах-Юнь. Вероятными источниками этих минералов могут являться метасоматическо-гидротермальные тела, присутствие которых возможно на северном фланге рудного поля месторождения ниобия Горное Озеро, расположенного в непосредственной близости на соседней к югу территории [Горлова и др., 2005ф].

Редкие земли и ниобий. Проявление *Грач* (VI-6-20) расположено на правобережье р. Леда (левый приток Сахары). Редкоземельная минерализация установлена при проведении поисково-съёмочных работ Правосудордахской партией [Соболев и др., 1971ф] и доизучена Телкенджинской партией в 1990 г. [Сагир и др., 1991ф].

В геологическом отношении проявление приурочено к одноименной трубке взрыва, сложенной эруптивной брекчией с метапикритовым цементом (ультрамафитовая фаза левосахаринского комплекса, поздний девон). Трубка прорывает метасоматически измененные породы нижнелабыстахской подсвиты и имеет в плане изометричную каплевидную форму (300 × 270 м) с расширением на юг.

Установлено три рудных тела с ниобиевым и одно с редкоземельным оруденением.

Рудное тело № 1 образовано сложнопостроенной жилой карбонатитов мощностью 37,5 м при протяженности в 800 м, с вкрапленностью пироклора и колумбита. Содержания Nb_2O_5 колеблются от 0,22 до 1,2 %, в среднем составляя 0,33 %. Выделяется контур богатых руд с мощностью тела 17,5 м и протяженностью 800 м со средним содержанием Nb_2O_5 0,55 %. Химанализом в рудах установлено присутствие Ta_2O_5 до 0,04 %, TR_2O_5 в сумме 0,16–0,2 %; Au – до 0,2–0,4 г/т. Содержание апатита в руде колеблется от 1 до 10 %.

Рудное тело № 2 расположено в 10–15 м западнее первого и представляет собой линейно-штокверковую зону субмеридионального простирания средней мощностью 9,4 м и протяженностью в 450 м, сложенную серией карбонатитовых жил и прожилков с тонкорассеянной вкрапленностью колумбита и пироклора. Среднее содержание Nb_2O_5 – 0,55 %.

Рудное тело № 3 можно рассматривать как отдельное проявление, оно расположено в 300 м южнее окончания первого рудного тела и локализовано в штоке сиенит-порфиоров размером до 100 м в поперечнике. Здесь в виде штокверкообразного тела наблюдаются многочисленные взаимопересекающиеся жилы и прожилки карбонатитов амфибол-доломитового состава, занимающие в сумме более 50 % объема штока. Рудная минерализация в карбона-

титах представлена мелкокристаллической вкрапленностью пирохлора и апатита (до 10–15 %). Среднее содержания Nb_2O_5 в рудах – 0,2–0,3 %.

Рудное тело № 4 по сути является самостоятельным проявлением редких земель. В метасоматических доломитах развиты многочисленные жилы и прожилки барит-флюорит-анкеритовых карбонатитов мощностью от см до первых метров, образующие рудный штотверк площадью 0,8 км². Рудная минерализация представлена тонкой рассеянной вкрапленностью бастнезита и паризита. Содержание в рудах церия, по данным спектральных анализов рудных проб, составляет 0,2–0,4 %. В протолочке мелкообъемной пробы (около 1,5 т) в составе тяжелой фракции преобладает пирит (55,9 %), карбонат (анкерит? – 36,8 %), отмечены единичные мелкие знаки золота (четыре знака менее 0,5 мм) (результаты получены в ходе проведения картосоставительских работ данного комплекта карт листа Р-53). Проявление перспективное, но изучено недостаточно и требует оценки на глубину до 500 м. На более глубоких горизонтах прогнозируется смена редкоземельной минерализации ниобиевой [Сагир и др., 1991ф]. Нашими работами в штучных пробах содержания на уровне десятых долей процента получены для единичных проб по лантану, церию и неодиму. Уровень сотых долей по тем же элементам и празеодиму показали практически все пробы. Тысячные доли процента по всем пробам получены по самарию, в единичных пробах – по гадолинию и диспрозию. По этим новым данным максимальное содержание суммы редких земель (14 элементов) в отдельных пробах (более 1 %) превышает уже известные содержания (0,2–0,4 %) более чем в 2 раза. Главную роль играют лантан, церий и неодим, содержания которых достигают соответственно 0,412, 0,441 и 0,117 %. Спектральным анализом практически во всех пробах на уровне сотых долей процента установлен ванадий – в отдельных пробах более 0,1 %.

Прогнозные ресурсы Nb_2O_5 , оцененные по трем рудным, составляют по категории P_1 45,4 тыс. т, категории P_2 – 31,7 тыс. т. Прогнозные ресурсы редких земель категории P_2 в четвертом теле оценены в 575 тыс. т лантаноидов цериевой группы. На проявлении учтены и ресурсы Ta_2O_5 категорий P_1 и P_2 (тыс. т): – 0,35 и 0,39 [Сводка ..., 2017э]. Проявление относится к участкам недр федерального значения (№ 682) [Перечень ..., 2017э].

Проявление может рассматриваться как прогнозируемое среднее месторождение ниобия и тантала с сопутствующими редкими землями.

Пункт минерализации редких земель (VI-6-16) между ручьев Лабаз и Грач на руч. Вой представлен жильными телами доломитовых карбонатитов (лединский комплекс) с вкраплениями и прожилками фиолетового флюорита. Мощность их варьирует от 0,5 до 1 м, прослежены на 300 м. Рудная минерализация представлена вкрапленностью бастнезита, паризита, иногда пирохлора. Содержания в рудах CeO_2 – 0,1 %; Nb_2O_5 – 0,45 %; Ta_2O_5 – 0,06 %, Au – до 0,2 г/т [Сагир и др., 1991ф].

Во вторичном геохимическом ореоле рассеяния ниобия и редких земель (VI-6-67) в верховьях руч. Случайный содержание церия в донных пробах составляет 0,1 %, ниобия – 0,005–0,01 %. Ореол может быть связан с эрозией мелких гидротермальных проявлений в зонах разломов, минерализованных эруптивных брекчий щелочных пород [Горлова и др., 2005ф].

В бассейне правых притоков верховий р. Лев. Сахара в шлиховом ореоле (V-6-77) встречены бастнезит, паризит, пирохлор, колумбит, гатчеттолит и золото [Горлова и др., 2005ф].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото является одним из важнейших металлов минерально-сырьевой базы территории листа. На карте показаны четыре коренных месторождения, 29 проявлений, 89 пунктов минерализации, 50 россыпных месторождений, 27 россыпных проявлений, 13 шлиховых ореолов, один шлиховой поток рассеяния и 89 единичных шлиховых проб.

Золото рудное. Рудные месторождения, проявления и пункты минерализации золота на территории листа представлены двумя формациями: золоторудной кварцевой и золото-сурьмяно-березитовой. В отложениях среднего рифея известен один пункт минерализации, который, вероятно, может быть отнесен к формации золотоносных конгломератов.

Объекты *золоторудной кварцевой формации* на площади листа распространены наиболее широко и концентрируются в полосе северо-северо-восточного простирания, прослеживающейся от бассейна р. Аллах-Юнь до р. Тыры. Золоторудные объекты этого формационного типа локализованы главным образом в песчано-алевролитовых толщах верхнего карбона – нижней перми, реже – в разновозрастных дайках долеритов. Рудные тела в осадочных породах представлены кварцевыми, кварц-карбонатными жилами и зонами дробления, в которых помимо золота отмечаются сульфиды в количестве не более 1–2 %; в дайках – зонами пропилитизации с кварц-карбонатными жилами с сульфидами в количестве до 4–5 %.

К этой формации относятся все установленные рудные месторождения и приурочены они к песчаниковым пачкам суркечанской свиты верхнего карбона. Кварцевые жилы в основном согласные с напластованием пород, но даже при секущем характере жилы не выходят за пределы песчаниковой пачки.

Типичным является *месторождение Оночалах (V-6-22)*, расположенное в междуречье От-Юрях–Прав. Оночалах, севернее пос. Аллах-Юнь.

Первые сведения* о наличии коренных проявлений золота в районе месторождения появились в 1958 г. [Булгакова и др., 1958ф]. В результате проведенных рудно-поисковой партией Ыныкчанского прииска работ под руководством В. И. Соловьева были обнаружены многочисленные кварцевые жилы, в том числе жилы Золотая, Первая и Секущая. В 1960-е годы велись поисковые и разведочные работы (Аллахская ГРП, 1961–1962 гг., Западный отряд и т. д.), в результате которых была выявлена жила Малютка. С 1981 г. на месторождении проводилась детальная разведка с проходкой штолен, бурением скважин [Свининых и др., 1983ф, 1985ф, 1986ф, 1988ф.] и одновремен-

* Первые сведения о рудном золоте в кварцевых жилах на правобережье р. Аллах-Юнь появились в 1993 г. – один из шурфов на разведке россыпи по руч. Батыла (правый приток Аллах-Юни), по сообщению геолога Д. И. Лисогурского, вскрыл кварцевую жилу с видимым золотом [Зверев и др., 1935ф].

ной добычей руды, переработка которой осуществлялась до 1992 г. на Аллах-Юньской ЗИФ, с 1992 г. был запущен ПРОК-400 [Зыков и др., 1999ф].

В структурном плане месторождение локализовано на западном крыле Хотун-Юрхаской синклинали.

Главными рудными телами являются жилы кварца Малютка и Золотая, продолжающие друг друга по простиранию, мощность их составляет от 0,2 до 3,4 м при общей протяженности в 3,5 км. Рудные минералы (1–2 %) представлены арсенопиритом (до 80 %), пиритом, галенитом, сфалеритом и пирротинном, жильные – кварц (до 95 %), карбонат (1–3 %), серицит (1 %). Содержание золота варьирует от «следов» до 1470 г/т. Среднее содержание в руде составляет 27,2 г/т.

За период разведки по месторождению подсчитаны и переданы в промышленное освоение запасы золота по категориям $C_1 + C_2$ в количестве 10,356 т. В 1981–1996 гг. месторождение отрабатывалось – было добыто 5,469 т. Балансовые запасы по состоянию на 1.01.2017 г. категорий $C_1 + C_2$, составляют – 5,631 т (подсчитаны по результатам геолого-маркшейдерского учета в 2004 г.). Кроме того, в отвалах содержится еще 0,208 т [Авдеев и др., 2005ф]. Прогнозные ресурсы категории P_1 оценены в 1,4 т (ФГУП «ЦНИГРИ» от 17.03.2012 г.) и учитываются на федеральном уровне [Сборник ..., 2017²]. По сумме отработанных и балансовых запасов месторождение относится к среднему.

Месторождение Буларское (Булар) (V-6-36) расположено на водоразделе левых притоков р. Хотун-Юрхас. Впервые рудное золото в кварцевых развалах в пределах будущего месторождения было обнаружено в 1957 г. рудно-поисковой партией Ыныкчанского прииска. Детальная разведка проводилась в 1959 г., запасы по наиболее богатому участку были подсчитаны по категориям В и С и представлены на рассмотрение в ГКЗ [Отчет ..., 1960ф, Ушаков и др., 1960ф]. Доразведка месторождения проводилась периодически с 1960 по 1988 г. [Калмыков и др., 1961ф; Скобелев и др., 1962ф, 1963ф; Зуев и др., 1980ф, 1980аф; Саввинов и др., 1981ф; Свиных и др., 1988ф; Бушина и др., 1991ф; Евсеев и др., 1992ф; Зыков и др., 1999ф].

Разведаны Первая, Вторая, Третья и Секущая кварцевые жилы, из которых промышленное значение имеет Первая. Жила прослежена по простиранию на 2000 м, мощность ее варьирует от 0,2 до 2 м, достигая в раздувах 5–6 м. Содержание золота в рудах крайне неравномерно и колеблется от следов до 460,4 г/т. В результате многолетних исследований установлен ленточный характер распределения золота, что позволило выявить продолжение рудоносной структуры на протяжении 3 км. К югу, в левом борту руч. Селлах, получившим название «Южный Булар», ширина рудоносной структуры определяется опробованием и меняется от 10 до 100 м.

По месторождению за период разведки подсчитаны и переданы в промышленное освоение запасы категорий $C_1 + C_2$ – 4,459 т золота. За период эксплуатации 1959–1988 гг. добыто 2,271 т. Балансовые запасы золота по состоянию на 1.01.2017 г. категорий $C_1 + C_2$ составляют 1,908 т. Прогнозные ресурсы категории P_1 учтены в количестве 5 т (ЦНИГРИ от 17.03.2012 г.) [Сборник ..., 2017²]. Месторождение – малое по запасам с учетом прогнозных ресурсов в перспективе может рассматриваться и как прогнозируемое среднее.

Месторождение Хатынское (V-6-38) расположено в 10 км южнее Оночлахского. Кварцевые жилы Кузьминична и Аммонитовая являются по сути продолжением жил Золотая и Малютка. Среднее содержание золота в жилах составляет 23,38 г/т. В ходе эксплуатации в 1991–1994 гг. добыто 1,248 т золота. Балансовые запасы категорий $C_1 + C_2$ по состоянию на 1.01.2017 г. составляют 1,825 т, прогнозные ресурсы категории P_1 – 5,4 т. Месторождение малое по запасам с учетом прогнозных ресурсов в перспективе может рассматриваться и как прогнозируемое среднее.

Месторождение Бриндакит (участки Фин и Некур) (VI-6-104) расположено в верховьях одноименного ручья, левого притока руч. Бриндакит. Основные жильные тела (уч. Фин) были открыты в процессе рекогносцировочных и поисковых работ, проводимых отрядом Майской партии в 1978 г. [Буйвол и др., 1981ф]. Позднее здесь был проведен комплекс буровых и горнопроходческих работ с передачей разведанных тел в отработку. В 1984 г. В ходе работ той же партии в 4 км западнее пос. Бриндакит обнаружены жилы, выделенные в участок Некур в контуре месторождения Бриндакит [Яворский и др., 1986ф; Иванов и др., 1986ф, 1988ф]. Геолого-структурные условия локализации рудных тел и вещественно-минеральный состав руд изучались также геологами ЦНИГРИ (Москва) [Иванов и др., 1985ф] и ЦКТЭ (Якутск) [Фарбер и др., 1988ф].

На уч. Фин золотоносные жилы согласного типа приурочены к антиклинальной складке, осложняющей восточное крыло Геройской синклинали. Рудовмещающий горизонт представлен третьей (от подошвы) пачкой песчаников суркечанской свиты верхнего карбона мощностью 5–70 м.

Главное рудное тело – лестничная жила № 120, залегающая в нижней части пачки песчаников. Средняя мощность жилы – 1,5 м, протяженность – 530 м, по вертикали жильное тело ограничивалось двумя слоями (1–50 см) черных аргиллитов, расположенных на расстоянии 10–15 м. Рудные минералы (в сумме до 1 %) представлены арсенопиритом, пиритом, галенитом и самородным золотом. Средние содержания золота в разных блоках составляли 7,7–51,9 г/т. Помимо золота руды содержали серебро – от 66 до 136 г/т.

За период эксплуатации на месторождении добыто 1,6 т золота, остатки металла в недрах, учитываемые ГБЗ по категории C_1 , составляют 0,439 т. Ввиду низких содержаний металла эксплуатация на уч. Некур была признана нецелесообразной [Горлова и др., 2005ф]. Месторождение малое, перспективы наращивания запасов проблематичны, хотя авторская оценка прогнозных ресурсов категории P_1 по Бриндакитскому рудному полю на участках Фин (8,863 т) и Некур (5,16 т) [Фарбер и др., 1988ф] позволяет уверенно прогнозировать среднее месторождение.

Из проявлений наиболее перспективно *Маринское (VI-6-59)*, расположенное в истоках руч. Марь. Золотоносные жилы обнаружены здесь Н. М. Мешковым в 1937 г. [Мешков, 1937ф], но разведывались они позднее – комбина-том «Джугджурзолото».

Основные рудные тела представлены двумя пластовыми кварцевыми жилами, залегающими в подошве и кровле первого от кровли каменноугольных отложений натальинской свиты пласта мелкозернистых песчаников. Жилы разбиты на блоки малоамплитудными сбросо-сдвигами. Мощность жил варь-

ирует от 0,3 до 3 м, протяженность – от 200 до 400 м. Содержание золота колеблется от 0,5 до 77,4 г/т, составляя в среднем в разных блоках 5,8–9,4 г/т.

Авторские прогнозные ресурсы категории P_1 оценены в 7,711 т [Данилов и др., 2007ф]. Прогнозные ресурсы проявления категории P_2 в количестве 30 т и ресурсы Маринского рудного поля категории P_3 в количестве 25 т в 2012 г. апробированы ФГУП «ЦНИГРИ» [Кадастр ..., 2015э] и учтены на федеральном уровне [Сборник ..., 2017²]. Проявление может рассматриваться как прогнозируемое среднее месторождение, а с учетом общей прогнозной оценки рудного поля – и как прогнозируемое крупное.

Остальные проявления золото-кварцевой формации с оцененными прогнозными ресурсами, локализованные в осадочных породах, обладают меньшими перспективами – их характеристики сведены в табл. 21.

Т а б л и ц а 21

Характеристики проявлений золото-кварцевой формации

Название (номер на карте)	Вмещающие отложения	Содержание (среднее), г/т	Прогнозные ресурсы, т (категории)	Источник данных
Звездочка (VI-6-32)	C_{3ek}	0,1–27,3	27,46 ($P_2 + P_3$)	[Кропачев и др., 2004ф, Горлова и др., 2005ф]
Ягодка (VI-6-35)	P_1hl	сл.–1,1 0,2–20,4 (4,5)	16,37 ($P_2 + P_3$)	[Кропачев и др., 2004ф; Горлова и др., 2005ф]
Зоринское (VI-6-79)*	C_{3ek}	0,1–27,3	13,972 ($P_2 + P_3$)	[Кропачев и др., 2004ф; Горлова и др., 2005ф]
Светлинское (IV-6-65)	R_1pr	до 120	10,4 ($P_1 + P_2 + P_3$)	[Мехоношин и др., 1980ф]
Золотой (V-6-74)	ht	1,07	10,3 (P_2)	[Серебряков и др., 2014ф]
Хочулукан (Осен- нее) (V-6-58)	C_{3sr}		6	[Кораблев и др., 1987ф]
Бахая (V-6-73)	C_{3sr}		6	[Кораблев и др., 1987ф]
Жилы Последняя и Шикарная (VI-6-102)	C_{3sr}	до 14,9	2,2225 ($P_1 + P_2$), в т. ч. 0,229 (авт. C_2)	[Горлова и др., 2005ф]
Средний Оночалах (V-6-20)	C_{3sr}	16,9 (7,5)	1,176 ($P_1 + P_2$)	[Кораблев и др., 1987ф]

Название (номер на карте)	Вмещающие отложения	Содержание (среднее), г/т	Прогнозные ресурсы, т (категории)	Источник данных
Арсенал (V-6-56)	C_3sr		8,5 (P ₂)	[Кораблев и др., 1987ф; Кропа- чев и др., 2004ф]
Татьянино (V-6-83)	C_3sr		1,914	[Кораблев и др., 1987ф]
Жила 141/4 (VI-6-96)	C_3ek	до 220 и до 1226,6	2,097 (P ₂)	[Горлова и др., 2005ф]
Бамское (VI-6-97)	C_3sr			
Устье Бриндакита (жила 140) (VI-6-98)	C_3sr		1,18 (P ₂)	[Горлова и др., 2005ф]
Жила 118 (VI-6-99)	C_3sr		0,229 (P ₂)	[Горлова и др., 2005ф]

* Прогнозные ресурсы золота по категории P₃ Ыныкчан-Зоринского рудного поля апробированы ЦНИГРИ [Кадастр ..., 2015э] и учтены на федеральном уровне в количестве 47 т [Сборник ..., 2017з].

Проявления Звездочка, Ягодка, Зоринское, Светлинское, Золотой, Хочулукан и Бахая в перспективе могут рассматриваться как прогнозируемые средние месторождения.

Проявления (V-6-29, V-6-56, VI-6-25, VI-6-27, VI-6-44, VI-6-47, VI-6-49, VI-6-65, VI-6-87) представлены секущими и согласными кварцевыми жилами в каменноугольных отложениях с содержаниями золота от 5 до 53 г/т. Только проявление Левый Мастах (V-6-7), как и Светлинское, локализовано в нижнем рифее.

Подавляющее количество пунктов минерализации золоторудной кварцевой формации приурочены к карбон-пермским отложениям и представлены кварцевыми жилами (I-4-9, I-5-3, I-5-18, I-6-1, II-6-54, IV-6-62, V-6-9, V-6-31, V-6-52, V-6-54, V-6-66, V-6-79, VI-6-7, VI-6-45, VI-6-52, VI-6-61, VI-6-68, VI-6-69, VI-6-72, VI-6-78, VI-6-80, VI-6-84, VI-6-89, VI-6-90) и минерализованными зонами дробления и окварцевания (I-4-6, I-4-13, I-5-2, I-5-5, I-5-6, I-5-23, IV-6-55, V-6-41, V-6-46, V-6-51, V-6-57, V-6-63, V-6-69, V-6-72, V-6-86, VI-6-39, VI-6-40, VI-6-56, VI-6-100).

Пункты минерализации, представленные кварцевыми и кварц-карбонатными жилами (I-6-20, II-6-21, III-6-18, IV-6-1, V-6-10, V-6-19, V-6-97, VI-6-26, VI-6-56) и минерализованными зонами дробления и окварцевания того же состава (I-5-8, I-6-14, II-6-51, IV-6-16, IV-6-29, V-6-53, V-6-75, V-6-78, V-6-89, V-6-92, V-6-98, VI-6-22, VI-6-24, VI-6-92), приурочены к девонским, ордовикским и кембрийским отложениям, в единичных случаях – к верхнепротерозойским отложениям (IV-6-14, V-5-6). Все они характеризуются низкими содержаниями золота и незначительными параметрами рудных тел.

Помимо минерализованных зоны и жил в осадочных породах, на площади листа золотоносными являются также дайки.

Расположенное на левобережье приустьевой части р. Сетанья *проявление Сетанья* (IV-6-63), представляет собой эйситизированные участки даек долеритов, составляющие иногда до 50 % объема дайковых тел. Выделено семь рудных тел протяженностью от 500 до 2500 м при средней мощности от 8 до 50 м и содержании золота от 0,2 до 34 г/т (среднее 0,6 г/т).

Авторские прогнозные ресурсы золота по категории P_2 при содержании 0,6 г/т оценены в 17,4 т [Сагир и др., 1991ф].

Проявление Левонаталинское (IV-6-8), расположенное в устье р. Лев. Натали представлено тремя субмеридиональными пропилитизированными дайками долеритов мощностью 0,9–15 м с сетью кварц-карбонатных прожилков и с вкрапленностью сульфидов 1–4 %. Содержание золота – 0,2–40 г/т (в единичных случаях – 108 г/т).

Прогнозные ресурсы по дайкам в авторской оценке категории P_2 оценены в 10 т [Додин и др., 1986ф].

В междуречье Тыры и Онелло известно два проявления (III-6-10, III-6-16), представленных пропилитизированными дайками долеритов Сеттедабанского комплекса субмеридионального простирания с лестничными кварц-карбонатными жилами с вкрапленностью сульфидов 1–3 %. Содержание золота, по данным пробирного анализа, – 0,5–2,5 г/т, в штуфах до 23,9 г/т [Краснопольский и др., 1995ф].

К дайкам и силлам долеритов приурочены и пункты минерализации (II-6-25, II-6-30, II-6-62, II-6-63, II-6-68, III-6-3, III-6-19, III-6-25, III-6-29, III-6-30, III-6-35, III-6-40, III-6-42, IV-6-11, IV-6-21, IV-6-22, IV-6-37, V-6-35).

Проявление Хохсолох (I-5-4) *золото-сурьмяной березитовой формации* расположено на севере листа в верховьях руч. Хохсолох, левого притока р. Томпо.

В 1955 г. по ручьям Джагдасынджа и Хохсолох в ходе проведения геолого-поисковых исследований Джуганьджинской партией установлена золотоносность карбонатно-кварцевых жил, в аллювии руч. Лев. Хохсолох найден обломок кварца с обильной вкрапленностью и прожилками антимонита. Само проявление было выявлено позднее – в 1976–1979 гг. геологом Экочанской партии М. С. Щербаковым [Горбунов и др., 1979ф]. В геологическом строении проявления принимают участие терригенные породы наталинской и хатынахской свит карбона, образующие Хохсолохскую антиклиналь.

На проявлении выделено два рудных тела, локализованных в субмеридиональных зонах дробления и смятия. Рудная зона № 1 (собственно проявление Хохсолох) мощностью 0,5–2,3 м имеет северо-западное простирание, центральная часть прослежена горными выработками на 850 м. Зона представлена дробленными и окварцованными алевролитами с содержанием кварца в среднем по зоне 10–20 %, местами 30–40 %, в виде прожилков и жил мощностью от 1–3 до 20–30 см. В центре зоны расположен мономинеральный прожилок антимонита, а в зоне дробления только гипергенные минералы сурьмы в виде охр. В кварце антимонит встречается в виде вкрапленности, гнезд и линз, содержание его – от десятых долей процента до 50–70 % в массивных рудах. Отмечаются единичные кварцевые прожилки с убогой сульфидной минерализацией (пирит, галенит, сфалерит, халькопирит). Содержание золо-

та – от 4 до 42 г/т, сурьмы – до 29 %. Ресурсы золота категории P_2 апробированы ФГУП «ЦНИГРИ» в количестве 10 т при среднем содержании 8 г/т [Кадастр ..., 2015э]. Авторские варианты оценки ресурсов золота в разных источниках несколько отличаются – золота по категории P_2 – 1,3–10 т, сурьмы оценены в 400 т [Чернобровкин и др., 1981ф]. В Сводке прогнозных ресурсов сурьма учтена по категории P_2 – 15 тыс. т [Сводка ..., 2017э].

Проявление в перспективе может рассматриваться как прогнозируемое среднее золото-сурьмяное месторождение.

К *формации золотоносных конгломератов* условно отнесен один пункт минерализации (IV-6-61) на водоразделе ручьев Светлый и Ясный (левые притоки Ханды ниже устья Суордаха). Золото в количестве 0,3 г/т установлено в базальных конгломератах хандинской серии среднего рифея. Мощность пласта – 0,6–3 м, рудные минералы представлены редкими зернами пирита и халькопирита [Кропачев и др., 2004ф].

Россыпная золотоносность. Россыпи в течение 70 лет были и пока продолжают оставаться основным источником добываемого в районе золота. Промышленно значимые россыпи золота на территории связаны с четвертичными отложениями. Кроме того, известны отдельные признаки россыпной золотоносности в отложениях перми, нижней юры и неогена.

На карте полезных ископаемых показано 50 промышленных россыпей золота (11 крупных, 14 средних, 25 малых), большинство из которых считаются полностью отработанными, 27 россыпных проявлений, 13 шлиховых ореолов, один шлиховой поток рассеяния, 89 единичных шлиховых проб и два пункта с единичными находками шлихового золота в пермских и юрских отложениях. Сосредоточены россыпи преимущественно в бассейне р. Аллах-Юнь, в меньшей степени – в бассейнах рек Онелло, Тыры, Лев. Натали, Бурхала и Ханда (Белая). Данные по россыпям (запасы, разведанность, эксплуатация) приведены в табл. 22.

Почти все россыпи по генезису и условиям формирования относятся к аллювиальному типу, большая часть из них залегает в отложениях голоцена. Территория неоднократно подвергалась горно-долинным оледенениям и поэтому, наряду с современными, здесь сохранились и россыпи, погребенные под средне-верхнеплейстоценовыми ледниковыми отложениями. Типизация россыпей рассматриваемой территории рассмотрена еще Ю. А. Билибиным [Билибин, 1961], который в этой провинции, называемой им Джугджурской, выделял два основных типа россыпей – межледниковые и постледниковые. Среди первых выделялись четыре подтипа – террасовые различных уровней, долинные, русловые и погребенные. Среди постледниковых – только долинные и русловые. Уже в конце 1940-х годов фактически сформировался еще один тип – техногенных россыпей.

Преимущественно долинная *россыпь р. Аллах-Юнь* (VI-6-1) прослеживается с небольшими перерывами от восточной рамки листа на протяжении 80 км при ширине долины до 1,4 км.

Россыпное золото в аллювии 54 ручьев в долине Аллах-Юни в 1932 г. было найдено поисковой партией под руководством Н. И. Зайцева [Зайцев и др., 1935ф]. В 1932–1933 гг. силами Джугджурского разведотряда треста «Якут-золото» была произведена первая шурфовочная разведка в районе правого

притока р. Аллах-Юнь – руч. Батыла (по авторам – Баатыльская группа ключей) [Хатылаев, 2010]. Работами Якутского отделения «Золоторазведка» в 1934 г. россыпная золотоносность от восточной рамки листа Р-53 была прослежена на юг по долине р. Аллах-Юнь на 30–40 км [Зайцев и др., 1935ф]. Дальнейшая разведка продолжалась силами Аллах-Юньского поискового управления, с 1939 г. – трестом «Джугджурзолото», позднее прииском «Ыныкчан» параллельно с отработкой [Губарев и др., 1960ф, 1961ф; Колодкин и др., 1973ф и др.]. В 1960-1970-е годы научное сопровождение работ осуществлялось геологами ИГ ЯФ СО АН СССР [Русанов и др., 1969ф, 1971ф]. При эксплуатации россыпь была разбита на несколько участков, запасы по которым в настоящее время ГБЗ тоже учтены раздельно.

Россыпь в верхнем течении р. Аллах-Юнь террасово-русловая, ниже по течению – типичная долинная, на уч. Усть-Ыныкчан – террасово-долинная. Ширина золотоносного контура на разных интервалах колеблется от 80–250 до 840 и 1400 м, мощность торфов – от 1,5 до 50 м, песков – от 0,2 до 8,2 м. Содержания варьируют от 0,18 до 2,2 г/м³*. Просадка в коренные породы достигает 1,4 м, на отдельных участках в структурном элювии плотика содержится до 70 % запасов золота. Местами плотик ложный – представлен вязкими, пластичными разноцветными глинами. Продуктивность россыпи на отдельных участках достигает 760 кг/км. Золото в россыпи хорошо- и среднеокатанное, средняя крупность золотин – 1 мм; пробность меняется в пределах 790–930 ‰. Исключением является участок Видный, где крупность золотин менее 1 мм, а средняя пробность составляет 777 ‰.

Формирование россыпи р. Аллах-Юнь, по мнению большинства исследователей, было сложным. Наиболее древние золотоносные отложения (межледниковые, по Ю. А. Билибину) древней долины приурочены только к коренному плотику, в них, помимо золота, встречается самородная медь. Россыпь современной поймы (постледниковая) образует самостоятельные пласты, которые лежат как на коренных породах, так и местами подвешены, причем, как правило, на тех участках, где есть и погребенные золотоносные горизонты древней долины. Эти более молодые пласты сформированы уже в постледниковое время, в том числе и за счет перемиыва ледниковых отложений. Возможно, часть таких пластов имеет не аллювиальный, а флювиогляциальный генезис [Трушков, 1971].

Отработка разных участков россыпи начата во второй половине 1930-х годов силами Аллах-Юньского приискового управления объединения «Якутзолото», с 1939 г. продолжена созданным новым трестом «Джугджурзолото», позднее преобразованным в одноименный комбинат. К настоящему времени отработано более 75 % запасов. Старательские артели «Дражник» и «Золото Ыныкчана» ведут добычные работы на всех участках, кроме верхней отработанной части интервала между устьями ручьев Сулаки и Курунг, разведка продолжается на уч. Видный.

* Приводимые содержания по россыпям Аллах-Юньского района большей частью характеризуют только их современное состояние. К началу добычи в 1930-х годах содержания достигали десятков и сотен граммов на 1 м³. Позднее при введении дражной добычи бортовые содержания были значительно понижены, что позволило вовлекать в отработку более широкие площади золотоносных контуров.

Суммированные по всем участкам балансовые и забалансовые запасы золота в россыпи составляют 16,184 т, прогнозные ресурсы категории P_1 в количестве 1,543 т оценены в нижней части россыпи на участках Мост и Видный. Даже по количеству запасов в недрах в настоящее время – россыпь крупная, а с учетом добытого за весь период отработки металла (около 50 т), безусловно, должна рассматриваться как уникальная.

В районе известно еще не менее десяти самостоятельных россыпей, которые по количеству уже добытого металла из каждой (более чем по 3 т) относятся к категории крупных. Все они к настоящему времени полностью или почти полностью выработаны. Девять из этих десяти россыпей – в притоках Аллах-Юни и только одна – в бассейне р. Ханда (Белая). Это – россыпь по левому притоку Белой ниже устья Суордаха – по руч. Светлый.

Россыпь руч. Светлый (IV-6-64) открыта в 1938 г. геологами треста «Джугджурзолото» и сразу была разведана на протяжении 6 км от устья руч. Светлый до его левого притока – руч. Сухой*.

Первоначально разведанная протяженность россыпи – около 6 км, средняя ширина – около 60 м, средняя мощность песков – 0,8–1 м (на узких участках до 2,6 м), мощность торфов – 1–1,5 м (до 3,5 м), среднее содержание золота – 7–10 г/м³. Дополнительно на глубинах 5–17 м прогнозируется погребенная россыпь (мощность песков – около 1 м) протяженностью 0,6 км при ширине до 200 м с содержанием 2 г/м³. Россыпь приурочена к уровню абс. выс. 450–600 м, в долине ручья выражено несколько уровней террас, по которым россыпь неоднократно переотложена.

Большая часть россыпи была отработана в 1939–1947 гг. В 1948–1957 гг. старателями неоднократно перемывались остатки целиков и техногенные отвалы. В 1975–1976 гг. комбинатом «Джугджурзолото» была проведена разведка техногенной россыпи – среднее содержание составило 2 г/м³ на пласт мощностью 0,2–1,5 м, протяженностью 6 км. С 1978 г. старательскими артелями была возобновлена добыча на наиболее богатых участках техногенных отвалов. По Г. В. Тафинцеву, на 1985 г. всего из россыпи было добыто 2,0136 т, по данным В. Ф. Мехоношина и В. С. Краснопольского на 1980 г. – не менее 5 т золота. Повторная отработка техногенных запасов проводилась в 1994 и в 1997 гг. [Горлова и др., 2005ф]. Балансовые запасы категории C_2 составляют 0,035 т, ресурсы P_2 погребенной россыпи оцениваются в 0,24 т.

Характеристики россыпей сведены в табл. 22. В основном они однотипны и отличаются параметрами контуров и количеством запасов. Россыпи бассейна р. Аллах-Юнь связаны с разрушением коренных рудных объектов золото-кварцевой формации и золотоносных зон дробления в терригенных толщах верхнего карбона – нижней перми, по которым заложены речные долины.

* В 1934 г. Поисковая партия ЦНИГРИ (Ленинград) под руководством В. Н. Зверева (отряд Ю. К. Дзевановского) выявила промышленную золотоносность по ряду притоков р. Белая выше устья Суордаха [Зверев и др., 1935ф]. Эти результаты послужили основой для дальнейших поисков силами Аллах-Юньского приискового управления, в результате которых и была выявлена россыпь по руч. Светлый.

Основные характеристики россыпных месторождений и проявлений золота

Возраст	Тип россыпи	Ранг	Название объекта и его номер на карте	Параметры россыпи, м				Содержание на пласт, г/м³	Степень промышленного освоения. Запасы на 1.01.2017 г.
				Длина, км	Ширина, м	Мощность			
						торфов, м средняя	песков, м, средняя		
Q _{III}	Террасово-пойм.-русл.	ММ	Река Онелло (III-6-7)	1,8–1,95	10–60	2,8	0,7	1,02 в текущ.	Добыто 22 кг. Балансовые запасы С ₂ 25 кг
Q _{III}	Пойм.-русл.	ММ	Правобережная с притоком Спокойный (III-6-8)	до 1,7	10–70	4,5	0,65	1,69 в текущ.	Добыто 156 кг. Балансовые запасы С ₁ 32 кг
Q _Н	Террасово-пойм.-русл.	РП	Руч. Тунный (III-6-9)	1,8	10–20	2,7–4,4	0,7–1,2	1,22	Отработана. Добыто 100 кг. Ресурсы Р ₁ 15 кг
Q _Н	Террасово-пойм.-русл.	СМ	Руч. Бол. Долгучан (III-6-12)	Пойменной 2,17 Террасовой 0,63	Пойменной 70–115 Террасовой 40	3,4	0,79	1,45–2 0,84 в текущ.	Отработана. Добыто более 1 т. Балансовые запасы С ₁ 16 кг, С ₂ 74 кг
Q _Н	Пойм.-русл.	РП	Руч. Жёлтый (III-6-13)	3,5	10–20	0,2–0,4	1,8	1,5	Отработана. Добыто 30 кг
Q _Н	Пойм.-русл.	РП	Руч. Еловый (III-6-15)	5,5		4,6	1,1	0,8	Ресурсы Р ₂ 24 кг
Q _Н	Пойм.-русл.	ММ	Руч. Таборный (III-6-17)	3,3	4,6–20,5	2,53	1,3	3,5	Отработана. Добыто 57 кг
Q _Н	Пойм.-русл.	ММ	Руч. Симбирь-Хяс (III-6-20)	3,8	5–100	4,6	1,1	1,2	Отработана. Добыто 200 кг. Ресурсы Р ₂ 91 кг
Q _Н	Пойм.-русл.	РП	Руч. Бурятия (III-6-22)	4,2		4,6	1,1	1,21	Ресурсы Р ₂ 151 кг
Q _Н	Пойм.-русл.	РП	Река Тыры (палеодолина) (III-6-23)	5		4,6	1,1	1,21	Ресурсы Р ₂ 340 кг
Q _Н	Пойм.-русл.	РП	Руч. Натыга (III-6-24)	5,5		4,6	1,1	1,21	Ресурсы Р ₂ 220 кг
Q _Н	Террасов.	РП	Река Тыры, террасы в междуречье Хяс–Георгий (III-6-26)	13		4,6	1,1	1,21	Ресурсы Р ₂ 500 кг

Возраст	Тип россыпи	Ранг	Название объекта и его номер на карте	Параметры россыпи, м				Содержание на пласт, г/м³	Степень промышленного освоения. Запасы на 1.01.2017 г.
				Длина, км	Ширина, м	Мощность			
						торфов. м средняя	песков. м. средняя		
Q _н	Террасов.	РП	Руч. Медвежий (III-6-31)	6,5		4,6	1,1	1,17	Авторские ресурсы P ₂ 270 кг
Q _н	Русловая	ММ	Руч. Лев.Натали (IV-6-10)	0,6	10	0,2–1,0	0,2–2,2	0,68–4,05	Отработана. Балансовые запасы C ₂ 6,3 кг
Q _н	Русловая	РП	Руч. Решающий (IV-6-32)	0,8	20	1,1	1,0–3,0	1,3	Разведано. Авторские запасы C ₂ 22,8 кг
Q _н	Русловая	РП	Руч. Ближний (IV-6-41)	1,6	20	0,6–2,0	0,4–1,6	0,53–3,0	Разведано. Авторские запасы C ₁ 39,1 кг
Q _н	Русловая	РП	Тайга (IV-6-49)	1,2	10–30	2,4–4,4	0,2–0,4	0,3–2,17	
Q _н	Русловая	РП	Руч. Мускель (IV-6-50)	1,8	10–50	1,0–3,0	0,8–1,5	0,58–1,38	Разведано. Авторские запасы C ₁ 46,9 кг
Q _н	Русловая	РП	Руч. Кукша (IV-6-54)	1,75	<u>5–20</u> 12	<u>0–4,6</u> 1,6	<u>0,2–1,2</u> 0,7	1,27	Отработана
Q _н	Террасов.	ММ	Руч. Ыт-Юрях (IV-6-57)	1,2	<u>5–90</u> 48	<u>1,0–6,8</u> 3,0	<u>0,2–2,0</u> 1,0	1,35	Выборочная отработка. Авторские запасы C ₂ 30 кг
Q _н	Погребенная долинная	РП	Река Белая (IV-6-59)	10	70	<u>0–11,0</u> 5,0	1,0	0,7	Не доразведано. Ресурсы P ₂ . 490 кг
Q _н Q _{III-II}	Террасово-русловая Погребенная	КМ	Руч. Светлый (IV-6-64) прогнозируемая погребенная россыпь	6,0 0,6	<u>20–150</u> 57,4 200	1,5 5–17	1,0 1,0	2,0–7,3 2,0	Отработана. Добыто до 5 т. Балансовые запасы C ₂ 35 кг На погребенной россыпи авторские ресурсы P ₂ 240 кг
Q _н	Террасово-русловая	СМ	Руч. Сетанья (ниж.течение) (IV-6-66)	5,2	10–60	<u>1,4–8,0</u> 3,8	<u>0,6–2,8</u> 1,0	2,0–5,6	Эксплуатируется. Добыто 655 кг. Запасы C ₁ – 53 кг
Q _н	Террасово-русловая	ММ	Руч. Межа (Кикнур) (IV-6-68)	4,9		<u>0,2–4,8</u> 1,5	<u>0,2–2,6</u> 1,0	1,42–5,0	Выборочная отработка с 1941 г. Добыто 50,4 кг в 1974 г. Авторские запасы C ₁ 24,5 кг
Q _н	Террасово-русловая	ММ	Руч. Мстах (IV-6-69) нижняя часть Верхняя часть	2,8 1,0	40–100 40–80	<u>0,4–9,0</u> 4,0 2,5	0,2–1,4 1,6	0,1–1,2 0,6–1,08	Не доразведано. Авторские запасы C ₂ 57 кг

Возраст	Тип россыпи	Ранг	Название объекта и его номер на карте	Параметры россыпи, м				Содержание на пласт, г/м³	Степень промышленного освоения. Запасы на 1.01.2017 г.
				Длина, км	Ширина, м	Мощность			
						торфов. м средняя	песков. м. средняя		
Q _н	Русловая	ММ	Руч. Бурундук (V-6-3)	1,6	<u>10–40</u> 15	<u>1,0–2,5</u> 1,5	<u>0,4–0,7</u> 0,5	1,5	Отработана. Добыто 40,2 кг
Q _н	Террасово-русовая	ММ	Руч. Ялан (V-6-5)	3,7	20	2	0,6	1,27–1,8	Отработана. Добыто 15 кг. Авторские ресурсы P ₂ 30 кг
Q _н	Русловая, Пойменно-террасовая	ММ	Руч. Чалбык (V-6-6) русовая, пойменно-террасовая	8,2	<u>20–30</u> 25	<u>0–3,0</u> 1,5	<u>0,2–1,4</u> 0,8	1,2–3,75	Отработана. Добыто 74,6 кг
Q _{III-II}	Погребенная		Погребенная	3,0	40–100	40	1,0	2,0	Не доразведана. Авторские ресурсы P ₂ 136 кг
Q _н	Террасово-русовая	ММ	Руч. Аринда (V-6-8)	7,3	<u>13–98</u> 46	<u>0,0–8,4</u> 1,6	<u>0,8–1,6</u> 1,22	1,85	Отработана. Добыто 366 кг
Q _н	Русловая	РП	Вьючный (V-6-11)	5,0		0,6–4,0	0,2–0,6	0,1–0,9	
Q _н	Террасово-русовая	СМ	Руч. Суордах (V-6-12) террасовая	3,0	–	–	–	2,0–5,8	Отработана. Добыто 504,8 кг
Q _{III-II}			Террасово-русовая	3,0	60–130	0,5–5,0	0,2–1,6	0,1–1,36	Разведана
			Палеодолина	3,0	200	10–50	1,0	1,0	Ресурсы P ₂ 460 кг
Q _{II}	Погребенная долинная	СМ	Руч. Сред. Оночалах (V-6-18)	2,0	5,0–41,2	4,0–28,8	0,2–2,6	0,15–9,5	Добыто 7 кг. Запасы C ₁ 429 кг. Забаланс. 23 кг
			Руч. Оночалах	4,0	<u>20–200</u> 30	1,6–49,0	<u>0,2–4,6</u> 11,2	5,61	Добыто 37 кг. Запасы C ₁ 230 кг
			Руч. Прав. Оночалах (русовая)	0,6	–	1,8–21,0	0,2–0,6	6,33	Отработана
Q _н	Террасово-русовая	РП	Суордах (V-6-23)	2,3		3,0	0,2	0,5	
Q _{III}	Погребенная русловая	СМ	Руч. Уот-Юрях (V-6-26)	6,0	<u>10–100</u> 10–20	3,0–6,8	0,2–0,4	1,6–5,0	Добыто 399,5 кг. Запасы C ₁ 349 кг (подзем.). Ресурсы P ₁ 7 кг
Q _н	Русловая	РП	Наш (V-6-27)	5,1		0,4–1,8	0,2–1,0	0,01–1,12	

Возраст	Тип россыпи	Ранг	Название объекта и его номер на карте	Параметры россыпи, м				Содержание на пласт, г/м³	Степень промышленного освоения. Запасы на 1.01.2017 г.
				Длина, км	Ширина, м	Мощность			
						торфов, м средняя	песков, м, средняя		
Q _{III-II}	Погребенная русловая	СМ	Западный (V-6-30)	6,0	7–60	4,0–64,0	<u>0,2–6,0</u> 1,6	3,0–12,0	Отработана. Добыто 2,3 т.
Q _{II}	Погребенная долинная	КМ	Руч. Хатын-Юрях (Хотун-Юрях) (V-6-37)*	6,3	<u>13–144</u> 67	0,8–70,6	<u>0,2–2,2</u> 1,2	5,143	Добыто 3894 кг. Запасы C ₁ 394 кг, C ₂ 12 кг. Забаланс 270 кг
Q _{II}	Русловая	ММ	Сетанья (верхнее течение) (V-6-39)	7,0	30–85	1,0–3,2	0,4–1,0	1,6–5,0	Отработана
Q _{III-II}	Погребенная долинная	КМ	Руч. Лев. Селлях	6,1	<u>22–150</u> 50	1,4–68,5	<u>0,4–2,2</u> 1,5	3,667	Разведваемое. Добыто 10,8 т. Балансовые запасы C ₁ 44 кг
			Руч. Прав. Селлях (V-6-48)*	4,6	<u>25</u> 10–30	4,8–29,6	<u>1,6</u> 0,2–2,6		
Q _{II}	Долинная Погребенная–террасовая	СМ	Руч. Хочулукан (Кочулюкан) (V-6-50)	7,2	70–190	9,0–13,0	<u>0,6–1,0</u> 0,65	4,7	Добыто 847 кг. Запасы C ₁ 205, C ₂ 143 кг. Забаланс. 15 кг
Q _{II}	Русловая	ММ	Руч. Арсенал (V-6-59)	2,5	10–30	0,4–9,4	0,2–3,4	до 10,9	Отработана. Ресурсы P ₁ 82, P ₂ 28 кг
Q _{II}	Русловая	ММ	Руч. Сухман (V-6-61)	4,0		0,2–1,2	0,7	0,9	Отработана
Q _{II}	Долинная	СМ	Руч. Бахая (V-6-67) приток Руч. Беспризорник	8,5	10–80	<u>0–13,0</u> 2,0	<u>0,2–2,2</u> 0,6	0,26	Отработана. Балансовые запасы C ₁ 18 кг, C ₂ 2 кг. Забаланс. 1 кг
				2,1	5–70	0–12,0	0,2–1	0,8	
Q _{II}	Долинная	КМ	Руч. Баатылло (V-6-68)	9,8	<u>20–160</u> 57	0–10,4	2,4–5,2	4,4	Отработана. Добыто 7,1 т
Q _{II}	Пойменно-русловая	КМ	Руч. Золотой (V-6-70)	9,0	<u>20–140</u> 56	<u>0,0–0,7</u> 1,8	<u>0,2–3,8</u> 0,9	2,99	Отработана. Добыто около 13 т. Балансовые запасы C ₁ 12 кг, C ₂ 12 кг. Забаланс 17 кг. Ресурсы P ₁ 62 кг, P ₂ 147 кг
Q _{II}	Русловая	РП	Руч. Лев. Сахара (V-6-71)	6,0		1,4–2,3	0,2–1,2	0,05–1,3	

Возраст	Тип россыпи	Ранг	Название объекта и его номер на карте	Параметры россыпи, м				Содержание на пласт, г/м³	Степень промышленного освоения. Запасы на 1.01.2017 г.
				Длина, км	Ширина, м	Мощность			
						торфов, м средняя	песков, м, средняя		
Q _н	Долинная	СМ	Руч. Телькиндже с притоками	8,6	<u>10–100</u> 29	<u>0,0–3,8</u> 1,4	<u>0,2–2,0</u> 0,9	2,3	Отработана. Добыто 817,4 кг. Ресурсы Р ₁ 27 кг
			Червонец	5,7	<u>10–60</u> 24	<u>0,0–3,4</u> 1,5	<u>0,2–1,8</u> 0,7	2,2	
			и Солнечный (V-6-82)	1,6	–	0,6–4,2	0,2–1,2	0,2–1,7	
Q _н	Погребенная	ММ	Руч. Анакчан (V-6-85)*	8,0	30–200	15,2–28,5	<u>0,2–2,6</u> 0,56	<u>0,2–28</u> 0,32–0,65	Отработана. Добыто 138 кг
Q _н	Террасово-русловая	ММ	Руч. Одинокий (V-6-91)	3,0	<u>3–90</u> 20	<u>4,8–20,0</u> 12,4	<u>0,2–2,4</u> 1,3	3,0–12,0	Отработана. Добыто 149 кг
Q _н	Долинная	ММ	Руч. Силур с притоком	2,0	<u>10–90</u> 46	<u>1,0–5,0</u> 2,1	<u>0,2–1,8</u> 1,0	0,8 1,47	Отработана. До 1982 г. добыто 228 кг
			Руч. Паут (V-6-95)	7,4	<u>10–50</u> 26	<u>1,0–4,4</u> 2,5			
Q _н	Русловая	РП	Средний Сулаки (V-6-99)	4,2	До 100	3,2–5,4	0,2–1,2	1,6	
Q _н	Пойменно-русловая	ММ	Руч. Широкая (V-6-101)	7,0	<u>20–100</u> 52	<u>0,0–6,2</u> 2,2	<u>0,2–3,6</u> 0,9	1,29	Отработана
Q _н	Русловая	ММ	Руч. Нижняя Сулаки (V-6-102)	4,0	4,0–90	2,4–9,0	0,2–2,2	0,5–1,3	Отработана
Q _{н-II}	Долинная	УМ	Река Аллах-Юнь (VI-6-1), в том числе по участкам:	9,2–28	20–1500	<u>до 50</u> 4–15,8	<u>0,2–5,6</u> 1,4–1,9		Отработана более чем на 75 % Эксплуатируется, ведется разведка Добыто более 49,914 т. Запасы C ₁ + C ₂ 11,397 т Забаланс. 4,574 т
Q _н	Террасово-русловая		– участок Сулаки-Курунг	9,7	–	1,5–9, до 50	1–3	До 2,2	Отработан

Возраст	Тип россыпи	Ранг	Название объекта и его номер на карте	Параметры россыпи, м				Содержание на пласт, г/м³	Степень промышленного освоения. Запасы на 1.01.2017 г.
				Длина, км	Ширина, м	Мощность			
						торфов, м средняя	песков, м, средняя		
Q _{II}	Долинная		– участок Коро	28,0	80–500	до 9,6	0,4–5,2	0,22–0,23 драж 0,65–0,68 Откр. текущие	Эксплуатируется. Добыто более 27 т. Запасы C ₁ + C ₂ 1,465 т. Забаланс. 0,925 т
Q _{II-II}	Долинная		– участок Мост	10	До 1500	0,6–6,2	0,4–5,3	0,77 Откр. 0,24–0,28 драж. текущие	Эксплуатируется. Добыто 13,6 т. Запасы C ₁ + C ₂ 1,500 т. Забалансовые 0,801 т. Ресурсы P ₂ 0,249 т
Q _{II-II}	Долинная		–участок СК-Таборный	9,4	до 400	2,8–10,2	0,2–0,8	0,02–2 Тек. 0,77	Эксплуатируется. Добыто 0,507 т. Запасы C ₁ 1,859 т. Забаланс. 0,31 т
Q _{III-II}	Террасово-долинная		– участок Усть-Ыныкчан	10,0	–	<u>4–18,8</u> 8,7–15,8	<u>0,6–3,6</u> 1,44–1,9	1,1–1,64	Эксплуатируется. Добыто 8,807 т. Запасы C ₁ 2,613 т. Забаланс. 2,401т
Q _{II}	Долинная		– участок Видный	9,2	20–900	<u>8,4–12,6</u> 9,36	<u>0,4–5,6</u> 1,84	0,78	Разведваемый. Запасы C ₁ 3,96 т. Забаланс. 0,146 т. Ресурсы P ₁ 1,543 т
Q _{II}	Пойменно-террасовая	MM	Руч. Ударник (VI-6-6)	3,7	<u>10–100</u> 54	<u>0,0–3,4</u> 1,6	<u>0,2–1,2</u> 0,6	2,65	Отработана
Q _{II}	Террасово-русовая	MM	Руч. Кулаха (VI-6-8)	3,8	<u>10–40</u> 25	<u>1,0–4,0</u> 3,2	<u>0,4–2,2</u> 1,1	1,8	Добыто 110,3 кг. Запасы C ₁ + C ₂ 208 кг
Q _{II}	Долинная	MM	Руч. Курунг (VI-6-14)	4,2	<u>20–160</u> 89	<u>0,6–0,5</u> 2,4	<u>0,2–3,2</u> 1,0	0,9	Добыто 270 кг. Запасы C ₁ + C ₂ 94 кг. Забаланс 191 кг
Q _{II}	Пойменно-террасовая	PP	Руч. Менджель (нижнее течение) (VI-6-19)	8,0	100	8,0–10,0	<u>0,6–0,8</u> 0,7	1,0	Разведваемое. Авторские ресурсы P ₂ 650 кг
Q _{II}	Русловая	MM	Руч. Таях (VI-6-21)	3,0	<u>70–100</u> 78	<u>1,4–6,4</u> 3,0	<u>0,2–3,2</u> 1,0	0,9	Отработана. Добыто 239 кг. Ресурсы P ₁ 6 кг, P ₂ 75кг

Возраст	Тип россыпи	Ранг	Название объекта и его номер на карте	Параметры россыпи, м				Содержание на пласт, г/м³	Степень промышленного освоения. Запасы на 1.01.2017 г.
				Длина, км	Ширина, м	Мощность			
						торфов. м средняя	песков. м. средняя		
Q _{II}	Долинная	СМ	Руч. Стрела (Верный) (VI-6-34)	5,0	<u>15–50</u> 41	<u>8–14</u> 10	<u>0,4–1,7</u> 0,9	1,35	Отработана. Добыто 833 кг. Запасы C ₁ 107 кг
Q _{III}	Долинная	СМ	Руч. Верный-Павел (VI-6-36)	3,8	32–41	8,0–10,0	0,9–1,1	1,35–3,61	Отработана. Добыто 771 кг. Запасы C ₁ 152 кг
Q _{III}	Террасово-русовая	КМ	Руч. Минор (VI-6-41)	15,2	<u>20–250</u> 117	<u>0,2–2,0</u> 1,2	<u>0,2–10,0</u> 3,5	3,1	Отработана. Запасы C ₁ + C ₂ 220 кг. Забаланс. 51 кг
Q _{III}	Террасово-русовая	КМ	Руч. Коро (VI-6-50)	14,2	<u>50–180</u> 128	<u>0,6–12,0</u> 5,0	<u>0,4–1,8</u> 0,9	2,19	Отработана. Добыто 3,5 т. Запасы C ₁ 367 кг. Забаланс. 139 кг
Q _{IV}	Долинная	СМ	Руч. Горелый с притоком Козерог (VI-6-51)	2,2	<u>10–60</u> 30	<u>1,5–4,0</u> 2,5	<u>0,2–1,6</u> 0,9	4,53	Эксплуатируется. Добыто 463,4 кг. Запасы C ₁ + C ₂ 75 кг
Q _{IV}	Пойменно-русовая	РП	Васин (VI-6-53)	3,0		2,6–6,4	0,2–0,4	0,01–0,06	
Q _{IV}	Террасово-пойменная	КМ	Руч. Заря (VI-6-54)	10,0	<u>60–250</u> 155	<u>3,0–9,0</u> 5,0	<u>0,4–1,6</u> 0,8	3,6	Отработана. Добыто 5 т
Q _{IV}	Долинная	СМ	Руч. Марь (VI-6-57)	7,7	<u>40–170</u> 95	<u>2,4–9,8</u> 4,5	<u>0,4–0,8</u> 0,6	1,5	Отработана. Добыто 1915 кг. Запасы C ₁ 5 кг
Q _{IV}	Пойменная	РП	Таборная (VI-6-58)	3,5	20–30	4,0–5,6	0,2–1,2	0,019–0,128	
Q _{IV}	Террасово-русовая	КМ	Руч. Ыныкчан (VI-6-64)	14,5	<u>20–400</u> 220	<u>3,0–9,0</u> 5,0	<u>0,2–2,4</u> 1,3	3,4	Эксплуатируется. Добыто с 1995 г. 823 кг. Запасы C ₁ + C ₂ 600 кг. Забаланс. 179 кг, ресурсы P ₂ 61 кг
Q _{IV}	Террасово-русовая	СМ	Руч. Томь (VI-6-73)	9,0	<u>40–150</u> 100	1,7	<u>0,2–1,6</u> 1,0	2,98	Отработана. Запасы C ₂ 7 кг. Ресурсы P ₂ 976 кг
Q _{IV}	Долинная	РП	Руч. Бам (среднее и вернее течения) (VI-6-82)	19,0	20–40	3–20	0,2–6,0	0,3–0,5	
Q _{IV}	Долинная	КМ	Руч. Беска (VI-6-85)	16,0	<u>40–230</u> 157	<u>1,5–7,0</u> 4,0	<u>0,2–1,6</u> 0,8	2,26 0,94 в текущ.	Отработана. Добыто 4,895 т. Запасы C ₁ 245 кг. Забаланс. 56 кг

Возраст	Тип россыпи	Ранг	Название объекта и его номер на карте	Параметры россыпи, м				Содержание на пласт, г/м³	Степень промышленного освоения. Запасы на 1.01.2017 г.
				Длина, км	Ширина, м	Мощность			
						торфов, м средняя	песков, м, средняя		
Q _н	Террасовая	РП	Усть-Бескинская (VI-6-86)	7,0	160	15	1,8	1,65	Не доразведана. Ресурсы P ₂ 2,328 т
Q _н	Террасовая	РП	Аканджинская (VI-6-88)	4,0	120	16,0	<u>0,4–2,0</u> 1,3	2,2	Не доразведана. Ресурсы P ₁ 5,32 т, P ₂ 0,95 т
Q _н	Долинно-террасовая	КМ	Руч. Бам (VI-6-95)	21,0	<u>400–1500</u> 705	<u>3,0–19,0</u> 4,0	<u>0,2–1,6</u> 0,9	1,9	Эксплуатируется. Добыто 15 т. Запасы C ₁ 108 кг. Забаланс. 44 кг. Ресурсы P ₂ 2,121 т
Q _н	Русловая	РП	Бургунда (VI-6-103)	6,5		2,0–10,0	0,2–1,4	0,084–0,532	
Q _н	Долинная	КМ	Руч. Бриндакит (VI-6-106)*	17	<u>30–250</u> 152	<u>0,8–7,0</u> 4,0	<u>0,2–1,8</u> 1,0	2,7 1,44 в текущ.	Эксплуатируется. Добыто 8,44 т. Запасы C ₁ 56 кг. Забаланс 40 кг

*Выходит за рамки листа.

На правобережье р. Аллах-Юнь распространены погребенные и пойменно-русловые аллювиальные россыпи, контролируемые золотомещающим уровнем суркечанской свиты, к которому приурочены головки большинства россыпей. Мощность торфов (ледниковые отложения) в россыпях варьирует от 2 до 70 м. Для россыпей характерна высокая продуктивность и пробность золота, соотносимая с пробностью золота в коренных источниках, что не оставляет сомнения в их генетической связи.

Южнее россыпи руч. Хочулукан (V-6-50) на правобережье р. Аллах-Юнь распространены русловые и пойменно-русловые аллювиальные россыпи с мощностью торфов до 5 м, редко – до 28,5 м. Головки россыпей контролируются субмеридиональными зонами взбросо-надвигов, где обнаружены мелкие кварцевые жилы и штокверко-кварцево-жильные тела с низкими содержаниями золота, являющиеся одним из источников россыпей. Крупность золотин в россыпях варьирует от 0,5 до 1,5 мм, некоторые из них встречаются в сростках с кварцем. Пробность золота составляет 742–850 ‰. Средняя продуктивность россыпей – первые десятки кг/пог.км, за исключением россыпей ручьев Батыла и Золотой – 130–324 кг/пог.км.

Южнее россыпи руч. Широкий (V-6-101) на правобережье р. Аллах-Юнь распространены россыпи пойменно-русового типа с небольшой мощностью торфов (до 6,4 м). Древние ложа нижних течений некоторых золотоносных ручьев погребены в долине р. Аллах-Юнь под толщей более молодых отложений, мощность которых достигает 40–60 м. Так, в нижнем течении ручьев Курунг и Таях в одноименных россыпях (VI-6-14, -21) наблюдаются уже два пласта золотоносных песков – один из них лежит в древнем русле, другой является подвешенным и, следовательно, более молодым. Характерной особенностью золота является низкое содержание в нем мышьяка, в то время как его примесь в золоте россыпей из левых притоков Аллах-Юни достигает высоких содержаний [Горлова и др., 2005ф].

Долинные и пойменно-террасовые россыпи левых притоков р. Аллах-Юнь характеризуются высокой линейной продуктивностью (до 900 кг/км), золото в них преобладает крупное – 1,4–4 мм. Головки левобережных россыпей контролируются полосой выходов рудомещающей толщи позднего карбона – ранней перми. Золотоносные пласты средней мощностью 0,8–3,5 м с содержанием металла 1–3,6 г/м³ перекрываются аллювием мощностью от 0,2 до 14 м.

Россышные месторождения и проявления с высокой линейной продуктивностью до 1220 кг/км сосредоточены в нижнем течении р. Бам: Беска (VI-6-85), руч. Бам (VI-6-82), Бриндакит (VI-6-106). Террасово-пойменная россыпь руч. Бам характеризуется многоструйным распределением золота. Здесь преобладает золото средней крупности – 1,83 мм, различной степенью окатанности при колебании пробности от 778 ‰ до 860 ‰. Отмечено, что продуктивность россыпей большинства водотоков возрастает на участках, где дренируются жильные тела с промышленными содержаниями золота. Эти россыпи сформированы без участия ледниковых процессов в зрелых долинах мелкогорья [Трушков, 1971].

В бассейне р. Ханда (Белая) россыпи русловые и террасово-русовые залегают на коренном плотике и перекрыты торфом мощностью от 1–4 до 9 м. Встречаются погребенные россыпи (IV-6-64, V-6-6, V-6-26), перекрытые

торфом большей мощности. Большая часть россыпных месторождений имеет протяженность более 5 км, мощность пластов на них – от 0,5 до 1,6 м, содержания золота – до 5–7,3 г/м³. Средняя крупность золотин составляет 1–3 мм, пробность – 820–826. Непромышленные россыпи мелкозалегающие, протяженностью 1,2–5,1 км, шириной до 50 м, мощность пластов 0,2–1,6 м, содержание золота в пластах – 0,3–3 г/м³. Исключением по протяженности является недоразведанная погребенная россыпь р. Белая (IV-6-59) длиной 10 км и шириной 70 м. Источники этих россыпей – пиритизированные слабозолотоносные осадочные толщи рифея, золоторудные кварцевые жилы в пионерской свите, минерализованные измененные дайки долеритов сеттедабанского комплекса среди нижнепалеозойских отложений; слабозолотоносные кварц-карбонатные жилы и жильные зоны в тех же отложениях. В роли промежуточных коллекторов золота в бассейне Ханды выступают отложения неогена и палеогена – шлиховой ореол по реке и ее притокам (IV-6-42) охватывает ядро Горностахской антиклинали и обусловлен размывом площадных и линейных кор выветривания этого возраста, приуроченных к абс. отм. 1000–1200 м [Трушков, 1971; Горлова и др., 2005ф].

В бассейнах рек Онелло, Тыры и Бурхала – россыпи мелкозалегающие аллювиальные, террасовые и пойменно-русовые протяженностью до 5,5 км (редко более: россыпь р. Тыры (III-6-26) – 13 км). Пласты песков мощностью 0,65–3 м, средние содержания в них невысокие – 0,68–2 г/м³. Лишь в россыпях руч. Таборный (III-6-17) и руч. Лев. Натали (IV-6-10) средние содержания заметно выше: 3,5 и 4,05 г/м³. Все месторождения значительно отработаны, последние добычные работы проводились на россыпях месторождения руч. Бол. Долгучан (III-6-12) и Правобережной (III-6-8) в 1996–1998 гг. Большинство исследователей в качестве источников образований этих россыпей рассматривают пропицитизированные дайки долеритов с сетью кварц-карбонатных прожилков и с вкрапленностью сульфидов 1–3 % и зоны окварцевания среди нижнепалеозойских отложений.

В северной части территории известны только шлиховые ореолы и единичные знаки золота, иногда группирующиеся в слабые потоки.

В среднем течении р. Байбакан (I-1-2) единичные знаки золота непрерывно прослеживаются на протяжении 10–12 км [Гурин, 1956ф].

В бассейне Томпо ореолы (I-4-3, I-4-10, I-5-9, I-5-14) тяготеют к площади развития каменноугольных отложений. Содержание золота в аллювии реки и ее притоков, по данным шурфовочной разведки, колеблется от знаковых до 0,1–0,64 г/м³ на мощность 0,2–0,4 м (в единичных шурфах) [Ковалев, 1998].

В долине руч. *Эмтыканья* (I-6-5) знаки золота обнаружены в шлиховых пробах в основной долине и в семи пробах из боковых притоков. Количество знаков не превышает один-два, лишь в отдельных пробах достигает восьми-десяти.

Шлиховые ореолы по левым притокам нижнего течения р. Куранах (II-6-1, II-6-5), в среднем течении р. Куранах (II-6-15) и по притокам р. Саккырыр (II-6-47) связаны с разрушением маломощных зон дробления, выполненных кварц-карбонатными прожилками с убогой золотой минерализацией. Шлиховые ореолы верхнего течения р. Куранах (II-6-8) и долины р. Сегенях (II-6-23) обусловлены поступлением золота и ртутно-сурьмяного проявления Яшка,

сурьмяных проявлений, расположенных восточнее территории листа, а также из зон дробления и гидротермальной переработки девонско-каменноугольных толщ [Государственная..., 1998].

Шлиховой ореол в верховьях руч. Прямой (IV-6-25) занимает небольшую площадь (25 км²) и не включает водотоки с промышленными россыпями. Ореол приурочен к зоне Сетаньинского разлома и связан с разрушением слабозолотоносных минерализованных зон нарушений и измененных даек долеритов.

Кроме россыпной золотоносности четвертичных отложений, единичные находки золота этого типа известны на территории листа в пермских, юрских и неогеновых отложениях.

На правобережье р. Бам в правом борту руч. Жёлтый (левый приток руч. Дымок) в мелкогалечных конгломератах халыинской свиты (нижняя пермь) штуфным опробованием установлены содержания золота 2,4 г/т (VI-6-75) [Горлова и др., 2005ф].

В левом борту р. Хамна, в 5 км выше устья руч. Курунг-Дьюкат (VI-5-15) в базальных конгломератах укугутской свиты (нижняя юра) установлены содержания золота 0,5 г/т [Кропачев и др., 2004ф]. В пределах Лено-Амгинского междуречья на площади листа золото в базальных отложениях нижней юры известно достаточно давно. Золото в основном мелкое, чешуйчатое и тонкопластинчатое (0,01–0,5 мм) [Биджиев и др., 1961; Золотоносность..., 1975]. Даже выборочным точечным шлиховым опробованием для руслового и террасового аллювия Алдана, Амги и Татты в полях распространения нижнеюрских отложений повсеместно установлена знаковая зараженность золотом [Гриненко и др., 1983ф]. Золотоносность укугутской свиты существенно возрастает к западу и северо-западу от территории листа – в бассейне Вилуя и его притоков [Золотоносность ..., 1975].

Золотоносность неогена на территории листа подтверждается единичными знаками в миоценовых отложениях Мамонтовой Горы [Камалетдинов и др., 1984ф]. Не исключено, что знаковые содержания золота в аллювии Татты связаны с размывом неогеновых отложений [Гриненко и др., 1983ф]. В фондовых материалах и опубликованной литературе приводятся данные о золотоносности палеоген-неогеновых кор выветривания в горной части правобережья Алдана [Трушков, 1971; Горлова и др., 2005ф]. Золотоносность неогеновых галечников, называемых часто «водораздельными», более известна к западу от листа – на междуречье Лены и Вилуя.

Серебро. На площади листа известны четыре пункта минерализации.

В устьевой части руч. Глухой (II-6-36) в дайках долеритов мощностью 13 м установлены две жилы кальцита с гнездовыми выделениями пирротина. Пробы анализом установлено содержание серебра – 3468,6 г/т, золота – 21 г/т [Гурин и др., 1956ф].

В бассейне притоков р. Муол установлены два пункта минерализации, представленные карбонатно-кварцевыми жилами (IV-6-26, IV-6-28) мощностью 0,2–0,8 м, прослеженные на 30 и 40 м. Блеклые руды в кварц-карбонатной массе образуют гнездово-прожилковые скопления, содержание

рудных минералов – 0,1–3 %. По данным пробирного анализа штучных проб, содержания серебра составили 123–493 г/т.

В бассейне р. Чагда вендские отложения полого секутся субмеридиональными маломощными и непротяженными зонами дробления и окварцевания. В окварцованных породах установлены точечные аномалии с содержанием серебра 1,7–3,4 г/т, в одном случае (VI-6-63) – 41,2 г/т [Горлова и др., 2005ф].

Промышленно значимые концентрации серебра установлены в полиметаллических рудах месторождения Сардана и проявления Перевальное. Прогнозные ресурсы серебра категории P_1 оценены в 679 т на месторождении Сардана [Республиканский ..., 2017ф] и категории P_2 – 400 т (в авторской оценке) на Перевальном проявлении [Егорова и др., 1998ф].

Кроме того, серебро присутствует в рудах проявления Росомаха, где его прогнозные ресурсы составляют 96,3 т категории P_2 и 50 т категории P_3 [Кропачев, 2004ф].

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран установлен в рудах редкометалльного проявления Воин и в двух самостоятельных пунктах минерализации.

Проявление Воин (V-6-93) описано в разд. «Ниобий».

Пункты минерализации (IV-6-4, IV-6-17) представлены единичными выходами песчаников или глыбами конгломератов радиоактивностью 90–152 мкР/ч в отложениях сарданинской свиты венда. Радиометрическим анализом определены содержания урана – 0,01–0,013 %; тория – 0,0023 % [Горлова и др., 2005ф].

Торий. Радиоактивная аномалия тория (V-6-88) интенсивностью 80–320 мкР/ч и площадью до 36 км² выявлена в процессе пешеходной гамма-спектрометрической съемки в бассейнах ручьев Ким и Герой – левых притоков Сахары. Она трассирует группу щелочно-ультрабазитовых штоков и карбонатитовые проявления Гек и Воин с редкометалльно-редкоземельным оруденением. В северной части аномалии в маломощной зоне дробления (V-6-90) установлены две сближенные жилы кальцитовых карбонатитов мощностью от 0,4 до 1,4 м, прослеженные на 280–300 м; максимальная радиоактивность – 600 мкР/ч; содержания тория: по первой жиле на мощность 0,65 м – 0,02 %; по второй на мощность 1,3 м – 0,01 % [Горлова и др., 2005ф].

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кварц пьезоэлектрический. Восемь пунктов минерализации (I-2-1, I-2-3, I-3-1, I-3-2, I-3-3, I-3-4, I-3-5, I-3-6) сосредоточены в северной части территории листа на южных склонах широтного отрезка Верхоянского хребта и условно относятся к *формации хрусталеносных кварцевых жил*.

Пункты минерализации (I-2-1, I-3-1, I-3-3, I-3-4, I-3-5) характеризуются присутствием горного хрусталя в маломощных жилах и прожилках, образованных молочно-белым непрозрачным кварцем среди алевролитов и песчаников карбона и нижней перми. Кварцевые жилы встречаются как в одиночку, так и целыми сериями сложноветвящихся жилок.

На левобережье руч. Тюнчекчан (I-2-1) в жиле кварца мощностью 0,4–0,7 м, в небольших ($0,1 \times 0,15$ м) жеодах встречены мелкие (до 3 см) кристаллы прозрачного кварца удлиненно-призматического габитуса. В правом борте руч. Берендже (I-3-1) в моноклинально залегающих песчаниках встречены кварцевые прожилки мощностью 2–4 см северо-восточного простирания, в которых обнаружены прозрачные кристаллы горного хрусталя длиной до 1 см. В остальных пунктах минерализации кристаллы кварца мутные и трещиноватые.

Иногда горный хрусталь присутствует в делювиально-элювиальных развалах среди глыб и щебня терригенных пород с полостями, выполненными кристаллами жильного кварца (I-2-3, I-3-2, I-3-6).

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Флюорит представлен на карте тремя проявлениями и двумя пунктами минерализации *осадочно-гидротермальной флюорит-карбонатной формации*.

Флюоритовая и сфалерит-флюоритовая минерализация на территории листа впервые установлена А. П. Кропачевым и Г. А. Гурьевым в 1979 г. при проведении тематических работ.

На *проявлении Дугинское* (V-6-15) флюорит приурочен к субпластовой зоне брекчий доломитов керпыльской подсерии среднего рифея мощностью 0,5–1 м, прослеженной на 3,5 км. Доломитовые брекчии скреплены кварц-доломит-флюоритовым цементом. Содержание флюорита крайне неравномерно и варьирует от единичных вкраплений до 40–50 % объема цементирующей массы. Флюорит светло-серый, бледно-фиолетовый мелко- и крупнозернистый. Наблюдаются линзы ($0,2 \times 1$ м) массивного прозрачного флюорита бледно-зеленого цвета [Горлова и др., 2005ф].

Прогнозные ресурсы проявления категории P_2 оценены в 4 млн т и учитываются СПР [Сводка ..., 2017э]. Проявление в перспективе может рассматриваться как прогнозируемое среднее месторождение.

Проявление Якское (II-6-7) расположено в верховьях руч. Як, локализовано в верхней части оронской свиты силура и представляет собой три согласные и четыре сближенные секущие линзы мощностью 0,3–2 м доломитовых брекчий с кварц-доломито-флюоритовым, доломит-флюоритовым цементом. По простиранию минерализация прослежена на 5 км. Мощность рудной зоны брекчирования в раздувах достигает 10 м. На отдельных участках в цементе брекчий присутствуют жилы и гнезда размером 20×20 см, в которых наряду с флюоритом развит аурипигмент. Содержание флюорита колеблется от 5 до 35 %, редко достигая 45–60 %. На этом же проявлении, на 80 м ниже подошвы горизонта гипсоносных брекчий, флюорит присутствует в виде тонких (2–3 мм) прожилков (с доломитом), рассекающих желваки и линзы (0,05–0,1 м) темно-серых и черных кремней. Флюорит в прожилках светло-фиолетовый, розоватый и бе-

лий. В низах оронской свиты и верхах таяхской свиты флюорит на этом участке развит в пластовых телах (0,3–0,5 м) серых, красновато-серых тонко-равномернозернистых микроклиновых и доломит-микроклиновых пород. Здесь его выделения имеют форму просечек, прожилков, гнезд и тонкой вкрапленности [Государственная..., 1998].

Проявление Сегеняхское (II-6-24) расположено в бассейне руч. Сегенях и сменяет по простиранию предыдущее проявление. Максимальным содержанием флюорита (до 65–70 %) характеризуются секущие, широтного простиранения тела брекчий. В отличие от проявления Якское, здесь в рудах отсутствует аурипигмент, но широко развит сфалерит, содержание которого в полостных телах брекчий (мощностью 0,2–0,6 м) достигает 10–20 % [Государственная..., 1998].

В бассейне руч. Имта (III-6-36) в дробленых доломитах оронской свиты, сцементированных темно-фиолетовым до бесцветного флюоритом, на отдельных участках его содержание достигает 3–5 % [Кропачев и др., 2004ф].

На водоразделе ручьев Паук и Чугучан (II-6-3) в делювиальных свалах в доломитах бурхалинской серии среднего девона в виде просечек и вкрапленности установлено содержание сиреневого и фиолетового флюорита менее 1 % [Хамантов и др., 1989ф].

Барит. На площади листа установлены три проявления *баритовой жильной формации* и один вторичный геохимический ореол бария.

Проявление Трехгорка (IV-6-47) выявлено в 1950-е годы в сводовой части Горностахской антиклинали среди доломитов хандинской серии нижнего рифея [Мехоношин и др., 1980ф]. Кварц-баритовые жилы с бедной сульфидной минерализацией имеют северо-восточное простирание (20°) и сопровождаются зонами дробления и окварцевания (с баритом) того же направления в оперяющей зоне Светлинского разлома. Канавами вскрыты две жилы барита мощностью 0,8 м и 0,2 м, сложенные крупнокристаллическим полупрозрачным баритом с оторочкой белого кварца по зальбандам. Одна из баритовых жил по простиранию переходит в кварцевую. Вдоль контактов жил наблюдается редкая вкрапленность пирита, халькопирита, галенита и сфалерита, а в самих жилах – единичные вкрапленники халькопирита. По развалам жил прослежены на 100–120 м. Кроме жил, на участке наблюдаются зоны дробления доломитов с кварц-баритовым цементом, содержащие до 5 % барита. Мощности зон – первые десятки сантиметров, по развалам они прослежены до 100 м. Спектральным анализом в баритовых жилах установлены медь (до 0,05 %), мышьяк (до 0,1 %) и стронций (свыше 1 %) [Горлова и др., 2005ф].

В 1983 г. Ю. Н. Бадархановым на проявлении оценены прогнозные ресурсы барита категории $P_2 - 0,002$ млн т [Кропачев, 2004ф].

Проявление Мастахское (V-6-16) расположено в верховьях руч. Мастах (левый приток р. Белая) и приурочено к субмеридиональной зоне трещиноватости в карбонатно-терригенных отложениях хандинской серии нижнего рифея. Здесь наблюдается серия разобщенных субвертикальных кварц-пирит-баритовых и кварц-пиритовых прожилков и жил. При пересечении пластов песчанистых доломитов жилы образуют раздувы, вплоть до полного замещения доломитов в зоне трещиноватости кварц-барит-пиритовым агрегатом.

Рудное тело прослежено по развалам на 700 м при ширине 4 м. Руды представлены баритом 10–15 %, пиритом 50–70 %, кварцем 20–30 %, встречаются единичные зерна галенита. Барит наблюдается в виде мелкой вкрапленности, реже образует линзовидные тела мощностью до 0,1 м. Спектральным анализом штучных проб в рудах установлены барий 0,7 %, стронций 0,1 %, свинец 0,1 % [Горлова и др., 2005ф].

Прогнозные ресурсы барита учтены СПР по категории P_2 в количестве 0,179 млн т [Сводка ..., 2017э].

Проявление (I-5-12), расположенное в верховьях руч. Куккани представлено баритовой жилой мощностью до 4 м (в раздуве), прослеженной по простиранию на 100 м. Жила локализована в смятых известняках лабыстахской свиты среднего ордовика, сложена белым тонкозернистым сахаровидным баритом [Государственная ..., 1998].

Вторичный геохимический ореол бария (V-6-24) выделен шлихогеохимическим методом в верхних притоках руч. Начар, дренирующих отложения верхнего рифея – венда [Мехоношин, 1980ф]. Здесь в шлиховых пробах установлены зерна барита, а спектральным анализом – устойчивые содержания бария 0,3–1 %. Наиболее вероятными источниками баритовой минерализации могут служить зоны дробления вдоль Чухонейского надвига, на что указывает форма ореола, вытянутого в субмеридиональном направлении на 12–13 км.

Боросиликаты. В бассейне р. Менкюле известны два пункта минерализации бора (I-6-8, I-6-10). В покрове базальтов сегеняхской свиты девона аксинит установлен в зоне дробления и окварцевания с простиранием 310° . Зона мощностью до 30 м сложена осветленными, дробленными, окварцованными известняками, доломитами и эпидотизированными, рассланцованными, развальцованными базальтовыми порфиритами. Кварцевые, кварц-аксинитовые, кварц-эпидотовые жилы мощностью до 1 м и протяженностью до 40 м локализованы в зоне разлома и в оперяющих его трещинах, простирающихся по азимуту $25\text{--}70^\circ$ с углами падения $25\text{--}40^\circ$. Отдельные жилы на 50–80 % сложены аксинитом. Аксинит в основном образует мелкозернистый агрегат вдоль зальбандов жил, встречаются гнезда розовато-бурых кристаллов размером до 5 см. Количественным анализом установлено содержание B_2O_3 до 0,3 % [Ковалев и др., 1985ф].

ФОСФАТНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфорит. На территории известно четыре проявления и шесть пунктов минерализации *фосфоритовой терригенной желваковой формации*.

Проявление Правосуджинское (IV-6-13) расположено в верховьях р. Сугджу и прослежено к северу до бассейна руч. Вит на протяжении около 20 км.

Проявление выявлено и изучалось поисковыми маршрутами и литохимической съемкой Сугджинской партией [Ефимов и др., 1988ф].

В акринской свите (кембрий) выявлено два типа фосфатоносных пород: массивные и желваковые фосфориты. Высокие концентрации P_2O_5 приурочены к нижней части свиты. Морфология фосфатоносных тел пластовая, пласты объединены в горизонты, количество которых варьирует от одного до

трех. Наиболее выдержан нижний горизонт в основании свиты, два верхних являются линзующимися. Суммарная мощность всех трех горизонтов составляет в среднем 5,9 м.

В составе массивных фосфоритов (в пластах мощностью 0,5 и 2,4 м) установлены карбонат (50–55 %), аморфное глинисто-углеродисто-кремнисто-фосфатное вещество (40–45 %), тремолит (5 %), апатит (3 %), серицит, хлорит (2 %). Содержание P_2O_5 , по данным бороздового опробования, составляет в среднем 2,45 %.

Желваковые фосфориты сложены мелкими (от 0,5 до 2 см, редко до 5 см) желваками шаровидной или эллипсоидальной формы. Количество желваков в пластах – 1–10 %, (в среднем около 5 %), лишь местами концентрация их достигает 80–90 %. Средний минеральный состав желваков (%): фосфатное и углеродистое вещество 50–95, карбонат 3–5, халцедон-кварц от 1–2 до 15, серицит, хлорит – 1–2. Содержание P_2O_5 в желваках – 16,1–24,6 % (в среднем 21,2 %). Лабораторные испытания показали низкое качество желваковых фосфоритов, технологические испытания по ним не проводились.

Прогнозные ресурсы по категории P_2 до глубины 500 м по падению пласта при среднем содержании P_2O_5 около 1,1 % и коэффициента надежности 0,3 оценены в количестве 1,5 млн т P_2O_5 [Ефимов и др., 1988ф]. Ввиду низких содержаний P_2O_5 руды являются забалансовыми. Еще одним фактором, снижающим их качество, является высокое содержание кремнезема – 17–82 %, в среднем около 65 %.

Кроме того, отдельные находки желваковых фосфоритов отмечены в кровле сытыгинской свиты (нижний кембрий – венд) на водоразделе ручьев Выстрел и Вит (IV-6-5). Здесь среди алевролитов в пачке мощностью 15 м отмечены единичные желваки фосфоритов. В пределах этого интервала выявлены два пласта мощностью 1,5 м и 0,5 м с концентрацией желваков до 10–15 %. В штучной пробе содержание P_2O_5 в желваках составило около 32 %. Проявление осталось неоцененным, но может рассматриваться как дополнительное к Правосуджинскому [Горлова и др., 2005ф].

К западу от этих проявлений фосфатоносные горизонты приурочены к основанию иниканской свиты, того же возраста, что и акринская. В иниканской свите горизонты с желваками фосфоритов установлены на *проявлении Эльганьинское* (III-6-43). Выходы прослежены на 25 км в меридиональном направлении, мощность горизонтов – до 20 м. Содержание желваков – 2–4 %, а P_2O_5 в них – 20,3 %.

На *проявлении Придорожное* (II-6-41) кремнисто- и углисто-глинистые породы той же иниканской свиты, вмещающие желваки фосфоритов, прослежены по простиранию на 1 км. Содержание желваков – до 5 %, а P_2O_5 : в желваках – 22 %, во вмещающих породах – 0,8–1,4 % [Кропачев и др., 2004ф].

Находки желваковых фосфоритов известны в аналогичных вышеописанным проявлениям пунктах минерализации (IV-4-1, IV-5-9, V-4-8, V-4-9, V-5-2 и V-5-12) с содержанием в желваках P_2O_5 1,84–5,3 %, в отдельных конкрециях – 17,51–24,95 %.

Апатиты. Значительные концентрации апатита связаны с редкометалльным оруденением на вышеописанных проявлениях Гек и Поворотный, где он

известен в виде попутного компонента в массивах ультраосновных щелочных пород.

На *проявлении Гек* (V-6-96) авторские прогнозные ресурсы P_2O_5 оцениваются по категории P_2 в 0,3453 млн т при среднем содержании P_2O_5 2,84 % [Силичев и др., 1964ф].

Количество апатита на *проявлении Поворотное* (VI-6-4) в рудах колеблется от 2 до 10 %, при среднем содержании P_2O_5 – 2,84 %. Его извлечение целесообразно только как попутного полезного компонента. Авторские прогнозные ресурсы по категории P_2 оцениваются в 3,8 млн т P_2O_5 [Сагир и др., 1990ф]. Проявление может рассматриваться как прогнозируемое малое месторождение.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Алмазы. Единственный на территории листа кристалл алмаза обнаружен при отработке россыпи золота Курунг (VI-6-14) по одноименному ручью (правый приток р. Аллах-Юнь) старательской артелью «Бриндакитская» АО «Золото Джугджура»: в июле 1994 г. на столе при ручной разборке тяжелой фракции съёмщиком-доводчиком А. А. Галкиным и диагностирован мастером ШОУ А. Н. Хрущевым [Алпатов и др., 1997].

Кристалл повторно диагностирован в ЯИГН СО РАН. Параметры $5,6 \times 6,9 \times 8,5$ мм, вес 0,590 г (2,95 кар). Кристалл практически бесцветный, без крупных трещин и сколов, форма близкая к изометрической, характерные элементы огранки отсутствуют. Вся поверхность имеет мелкобугорчатый протоматматический рельеф, обусловленный взаимодействием алмаза с магматическим расплавом, степень износа средняя, местами наблюдается ромбическая сеточка мелких трещинок, ориентированных по спайности, на поверхности также присутствуют мелкие зеленые пятна пигментации, с размытыми контурами, расположенные без всяких закономерностей.

В этой же россыпи присутствуют мелкие зерна и галечки сапфира (до 1,5 см) с высокой степенью окатанности [Алпатов и др., 1997].

По данным К. П. Аргунова, в этой россыпи еще было найдено несколько кристаллов алмаза ромбододекаэдрического габитуса с «признаками древности» [Кондратьева и др., 2010]. По устным сообщениям разных исследователей, количество найденных кристаллов – 12, в том числе один на руч. Силур – правом притоке р. Аллах-Юнь* [Сагир, 2003; Кондратьева и др., 2010].

* Все эти находки недостоверны. Еще только один лабораторно диагностированный кристалл алмаза найден чуть южнее территории листа Р-53 – в аллювии в устье руч. Озёрный (правый приток р. Чабда) на территории листа О-53, но эта находка не отмечена в материалах изданного комплекта ГК-1000/3 листа О-53 – Нелькан [Государственная ..., 2012].

Этот алмаз (8,4 мг) обнаружен при рентгенопросмотре концентрата класса -2+1 мм мелкообъемной пробы № 3. Алмаз I разновидности – бесцветный ламинарный округлый кристалл со скоповидной штриховкой, форма – треугольный шпинелевый двойник, обломанный, скол протоматматический. Отмечена глубокая индукционная грань пятиугольной формы, шрамы, единичные поверхностные трещины. Ожелезнение слабое по трещинам от шрама. Фотoluminesценция – сиреневая. По сортности из-за больших дефектов относится ко 2 категории (алмазы светлые пониженного качества для ювелирных целей группы IV, подгруппы «б», средняя стоимость 1 карата – 7,85 руб. Предположительно находка алмаза связана с размывом юрских базальных конгломератов [Колтин и др., 1988ф].

Кроме находки собственно алмаза, на территории листа известны косвенные признаки алмазоносности. В интрузивных образованиях, в отложениях ряда свит и в современном аллювии установлены единичные зерна минералов, определяемых как спутники алмазов [Подвысоцкий и др., 1995]. Наиболее часто диагностируется хромшпинелид – знаки этого минерала известны в образованиях левосахаринского комплекса – дайке щелочных пикритов на р. Лев. Сахара, в эруптивных брекчиях трубок Грач (редкометалльно-редкоземельное проявление VI-6-20) и Видный [Горлова и др., 2005ф], на р. Белая – в рифейских отложениях талынской свиты, в вендских отложениях начарской и сытыгинской свит, в сетаьинской толще среднего ордовика, на р. Аллах-Юнь – в верхнерифейской далындинской свите, в вендских отложениях сарданинской свиты и в пестроцветной свите кембрия, на руч. Весёлый в якской свите (нижний карбон), на р. Лев. Сахара – в накалинской свите (верхний девон), в современном аллювии ручьев Вой, Леда, Батрак (бассейн Лев. Сахары). В трубках Грач, Видный, в вулканитах накалинской свиты и в сытыгинской свите хромшпинелид относится к высокохромистым – содержание Cr_2O_3 составляет 48–50 % (трубки Грач и Видный), 54,94 % (накалинская свита), 66 % (сытыгинская свита) [Горлова и др., 2005ф].

Реже встречаются пироп-альмандин и пикроильменит. Первый установлен в брекчиях трубок Грач и Видный, в накалинской свите на р. Лев. Сахара, в сытыгинской и начарской свитах венда на р. Белая. Пикроильменит установлен только в эруптивной брекчии трубки Грач и в аллювии вышеперечисленных ручьев в бассейне Лев. Сахары вместе с хромшпинелидами [Горлова и др., 2005ф]. Единичные зерна ильменита и граната (альмандин) в протолокче пробы эруптивных брекчий с трубки Грач установлены и в ходе наших работ, при этом наибольшее значение в составе тяжелой фракции имеет пирит (19,4 % в электромагнитной фракции и 17 % – в неэлектромагнитной). Еще реже диагностированы хромдиопсид и хромсодержащий диопсид. Одно зерно хромдиопсида установлено в отложениях пикской свиты (верхний девон) на руч. Пик [Горлова и др., 2005ф], а хромсодержащий диопсид (до 0,42 % Cr_2O_3) установлен в диатремах и дайках лампроитов на водоразделе Лев. Сахары и руч. Габбро [Сагир, 2003; Кропачев и др., 2004ф] и в брекчиях трубки Грач. Кроме этих минералов отмечены единичные находки оливина – в начарской и сытыгинской свитах венда на р. Белая [Горлова и др., 2005ф]. Сведения обо всех находках собраны нами в виде каталога в БД.

Поделочные камни. На площади листа известны два проявления цветных мраморов и мергелей, пригодных для поделочных и декоративно-облицовочных работ. Они были открыты В. Ф. Мехоношиным в ходе групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в 1976 г. [Мехоношин и др., 1980ф].

Проявление Лесное (IV-6-43) располагается на правом берегу руч. Салар (правый приток р. Белая). Геологическое строение проявления определяется положением продуктивного пласта мраморов яланской свиты венда в кровле силла долеритов. Горизонт офиокальцитов имеет мощность 1–2 м, высокодекоративные разности приурочены к приконтактовой части долеритового силла мощностью 0,5–1 м. Мрамор различной окраски: желтый, зеленый, сире-

невый, коричневый, часто с плавными переходами цветов, реже – контрастный ленточный и неравномерно-пятнистый. Качество сырья невысокое, основным дефектом является сильная трещиноватость. Средний размер блоков 30 × 40 см [Мехоношин и др., 1980ф; Гадиятов и др., 2000].

Проявление Саларское (IV-6-44) расположено в долине среднего течения руч. Салар и локализовано в отложениях лахандинской подсерии верхнего рифея.

Прослои пестроокрашенных мергелей присутствуют в известняках возле силла долеритов. По внешнему виду цветные мергели напоминают яшму, вследствие чего получили название «яшмоидов». Декоративные разности залегают в виде сближенных прослоев мощностью от 0,1–0,3 до 0,5–0,7 м. Цвет породы бледно-зеленовато-голубой с участками коричневого. Окраска в целом неравномерная, густота ее убывает по мере удаления от контакта с долеритами. Порода легко обрабатывается, хорошо принимает зеркальную полировку, пригодна для изготовления панно, шкатулок и т. д. [Мехоношин и др., 1980ф; Гадиятов и др., 2000].

Проявление доломитов в левом борту руч. Курунг (расположено в непосредственной близости от пункта минерализации ниобия – VI-6-13), с продуктивной пачкой в основании тасканской серии мощностью 100 м и разведанной протяженностью 500 м рекомендовано использовать как облицовочный материал, а отдельные разновидности – как поделочный камень [Краснопольский, 1988ф; Горлова, 2005ф]. Породы имеют параллельноволнистый и концентрически-слоистый, пятнистый текстурный рисунок, цвет меняется от фиолетового до розовато-красного.

В качестве поделочных камней могут быть использованы контактово-метаморфизованные породы: мраморизованные известняки, доломиты и известково-хлоритовые сланцы в ореолах вокруг интрузий. Разнообразные цвета имеют мраморизованные известняки и доломиты хандинской и аимчанской подсерий на контактах с дайками долеритов [Мехоношин, 1980ф].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Карбонатные породы

Мрамор. На площади листа известны месторождение и проявления мрамора.

Месторождение Малая Росомаха (II-6-40) расположено в 152 км к востоку по трассе «Колыма» от пос. Хандыга.

Поисково-разведочные работы на месторождении проведены в 1991–1993 гг. Томпурукским отрядом под руководством В. Ф. Мехоношина [Мехоношин и др., 1994ф].

Продуктивными отложениями на месторождении являются вулканогенно-осадочные отложения среднего и верхнего девона. Все разновидности мрамора (темно-вишневого, полосчатый, светло-розовый) и перекрывающий их покров базальтов являются единым телом полезного ископаемого, характеризующегося относительной выдержанностью по простиранию и падению. Разновидность мрамора темно-вишневого и полосчатого обладает высокими декоративно-качественными характеристиками.

РБПО [Республиканский ..., 2017] учтены запасы облицовочных камней: мраморов категорий $C_1 + C_2 - 0,260$ млн m^3 , базальтов категорий $C_1 + C_2 - 0,096$ млн m^3 , доломитов категории $C_2 - 0,290$ млн m^3 . Запасы ГБЗ не учитываются, месторождение в настоящее время может рассматриваться только как непромышленное.

В непосредственной близости от месторождения *Малая Росомаха* в долине правого притока р. Вост. Хандыга (на 154 км автодороги Колыма), в руч. Сухая Речка установлено одноименное проявление мраморизованных известняков (на карте не отображено). Порода проявления плотные, крепкие, отличаются высокой декоративностью, легко обрабатываются и полируются и пригодны на изготовление облицовочных плит. Возможный объем блоков – 1,5–2,0 m^3 . Длина участка – 500 м, мощность пачки – 140 м, средняя высота карьера – 32 м.

Проявление Томпоровское (П-6-37) расположено в бассейне р. Томпорок. Первые сведения о нем приведены М. Г. Зиновьевым в 1948 г., затем в результате последующих работ дана промышленная оценка, а в 1973 г. была сделана качественная оценка одного из участков [Потана и др., 1973ф]. До 1980-х годов на южном фланге проявления периодически действовали две напольные печи, годовая производительность которых достигала 500–700 т строительной извести.

Проявление представлено известняками, известковистыми песчаниками токурской свиты венда. Нижний уровень (мощностью 50–75 м) представлен светло-серым мрамором, часто слоистым. Верхний продуктивный уровень сложен мраморизованными доломитизированными известняками, песчанистыми известняками и доломитами чередующимися (через 0,1–1,5 м) между собой. Мощность горизонта колеблется от 16 м на юге, до 60 м в средней части, уменьшаясь к северу до 10–12 м. Мраморизованные доломиты – монолитные, плотные мелкозернистые породы массивной или массивно-полосчатой текстуры, имеющие характерную пластовую отдельность. Окраска пород неоднородная – серая и светло-серая, серовато-розовая и серовато-кремовая.

Мрамор обоих горизонтов при испытании мелких блоков, отобранных из канав в 1970–1971 гг., по декоративным показателям и физико-механическим свойствам признан пригодным для изготовления облицовочных плит. Однако при проходке скважин колонкового бурения в 1991–1993 гг. было установлено, что все породы характеризуются сильной трещиноватостью и раздробленностью и из них не могут быть получены природные кондиционные блоки для производства облицовочных изделий. Крошку мрамора можно использовать для изготовления мозаичных плит и декоративных бетонов. Мрамор и подстилающие их доломитизированные известняки проявления могут использоваться для производства строительной извести.

Авторские прогнозные ресурсы мрамора и мраморовидных пород в пределах проявления оценены по категории P_1 в 25 млн m^3 [Мехоношин и др., 1994ф]. Запасы пород, пригодных для производства строительной извести, ориентировочно оценены по категории C_2 в количестве 1,064 млн m^3 [Хамантов и др., 1989ф]. Прогнозные ресурсы категории P_2 строительного камня на Томпоровском проявлении в количестве 5 млн m^3 учтены РБПО [Сводный ..., 2016ф].

Красивый декоративный рисунок, обусловленный переслаиванием зеленых, вишневых и серых разновидностей, имеют метаморфизованные породы менкюленской свиты [Горбунов, 1979ф]. Возможно применение в качестве облицовочных материалов карбонатных конгломератов и конглобрекций тихийской свиты среднего девона, мощность их пластов в бассейне руч. Билях – 3–5 м [Додин, 1986ф].

Пачки белых, розоватых и зеленоватых мраморизованных известняков мощностью от 5 до 50 м отмечаются на разных уровнях накалинской свиты верхнего девона. На *проявлении Снежинка* (VI-6-30) белый сахаровидный массивный мрамор образует пласты мощностью 1–2 м. Подобные породы установлены в верховьях руч. Звонкий (в 6 км от автодороги Солнечный–Звездочка), а также отмечаются в бассейне р. Лев. Сахара, слагающая восточное крыло одноименной синклинали. После изучения физико-механических свойств и соответствия техническим требованиям, предъявляемым к облицовочным материалам, оценка прогнозных ресурсов перечисленных разновидностей пород может составлять сотни миллионов кубических метров [Мехоношин, 1994ф].

Известняк. *Месторождение Эльдиканское* (V-5-13) расположено в 80 км к востоку от пос. Эльдикан у края автодороги. Продуктивная толща представлена чистыми, слабомергелистыми и доломитизированными известняками лахандинской подсерии верхнего рифея. Контур месторождения имеет форму прямоугольника, вытянутого в субмеридиональном направлении на 350 м при ширине в 60–80 м. По химическому составу в продуктивной толще выделены четыре выдержанные по мощности и простираению пласта. Средние мощности пластов равны 10 м, 10,2 м, 16,3 м и 25,2 м. Известняки серые, темно-серые скрытокристаллические массивные, массивно-полосчатые. По результатам химического анализа технологической пробы средний состав известняков на мощность 70 м следующий (%): CaCO_3 – 86,59; MgCO_3 – 6,72, глинистых примесей – 3,08 [Борисов и др., 1990ф].

Сводным отчетным балансом запасов строительных материалов Республики Саха (Якутия) учтены забалансовые запасы известняков для обжига на известь в количестве 0,288 млн м³ [Сводный ..., 2016ф].

Доломит. На территории известно два месторождения.

Месторождение Белореченское (IV-4-4) находится в 120 км от пос. Джебарики-Хая, вверх по течению Алдана. Продуктивный горизонт сложен доломитами керпыльской подсерии среднего рифея, слагающими коренной берег Алдана, круто обрывающийся над его поймой. Отложения в виде полосы шириной до 10 км тянутся вдоль реки. Залегание пород моноклиальное. Изученный блок длиной 500 м и шириной 80 м выдержан по строению, мощности (32 м) и качеству.

Ранее доломит добывался для приготовления инертной пыли, которая использовалась на угольной шахте Джебарики-Хая [Латников и др., 1965ф].

Сводным отчетным балансом запасов строительных материалов Республики Саха (Якутия) учтены забалансовые запасы доломитов в количестве 1,278 млн м³ [Сводный ..., 2016ф].

Месторождение Гора Известковая (VI-6-37) расположено на правобережье р. Аллах-Юнь и представляет собой прибрежный обрыв, сложенный доломитами лабыстахской свиты ордовика. Залегают они моноклинально, с падением слоев (50–60°) на северо-восток. Доломиты месторождения опробованы на мощность 180 м по падению на 100 м. Среднее содержания CaCO_3 в них составляет 49,77 %, MgCO_3 – 43,68 %, нерастворимый остаток 3,71–9,2 %. Они пригодны для изготовления воздушной магнезиальной извести, а также бутового камня, щебенки и крошки.

Сводным отчетным балансом запасов строительных материалов Республики Саха (Якутия) учтены запасы строительного камня по категориям В + С₁ в количестве 0,829 млн м³. [Сводный ..., 2016ф]. Учитывая выдержанность состава отложений тасканской серии на большой протяженности, прогнозные ресурсы доломитов могут оцениваться как практически неисчерпаемые [Латников и др., 1963ф].

Глинистые породы

Глины и суглинки кирпичные. На территории листа выявлено два средних и четыре малых месторождения глин и суглинков.

Месторождение Трассовое (III-4-4) представлено плотными желтовато-серыми аллювиальными суглинками мощностью 0,5 м, длиной 2 км и шириной 750 м. Суглинки относятся к классу умереннопластичного глинистого сырья, с низким содержанием включений, характеризуются высоким содержанием кремнекислоты, умеренным содержанием глинозема, щелочей, окисного и закисного железа, низким содержанием окиси кальция и отсутствием сернистых соединений. Установлена пригодность глинистого сырья для производства кирпича марок «50» и «100», а также для гончарного и цементного производства [Бирюков и др., 1972ф].

Месторождение Кумах-Булунгское (III-4-8) приурочено к пойменным образованиям аккумулятивной террасы 8–10-метрового уровня левобережья Алдана в 30 км от пос. Хандыга. Пласт глины имеет мощность 1,28 м, окраска – от светлой до темно-серой с различными оттенками. Глины горизонтальнослоистые с прослоями тонкозернистого песка и линзочками льда (до 5 см).

На *месторождении Джебарики-Хая (III-4-15)* на окраине одноименного поселка, помимо суглинков, на ГБЗ числятся запасы песков, пригодных для изготовления бетона и силикатных изделий категории С₁ в количестве 0,068 млн м³.

На остальных месторождениях: карьеры № 1,2 а/д Амга–Усть-Мая (V-1-8, V-1-7), 25 км а/д Усть-Мая–Амга (VI-3-6) технологические испытания глин и суглинков на производство кирпича не проводились, на ГБЗ их запасы числятся как Глинистые породы для дорожно-строительных работ. Месторождения разрабатываются ООО «Дороги Усть-Май». Характеристика глин и суглинков приведена в табл. 23.

Кроме этих месторождений на площади Вилуйско-Ленско-Амгинской равнины известны многочисленные проявления суглинков и глин, пригодных для производства кирпича.

Характеристика месторождений глин и суглинков

№ п/п	Название месторождения	Породы	Мощность полезного слоя, м	Предел прочности, кг/см ³	Число пластичности	Марка кирпича	Запасы глин и суглинков по кат., млн м ³
1	Трассовое (III-4-4)	Суглинки	0,5	74–241	6	50–100	B + C ₁ – 0,695, заб. 0,171
2	Кумах-Булуңгское (III-4-8)	Глины	1,28	108	4–5	100–200	B + C ₁ – 1,101
3	Джебарики-Хая (III-4-15)	Суглинки	0,9	–	3,83–23,7	75–150	B + C ₁ – 1,554
4	Карьер № 2 (V-1-7)	Суглинки	2,8	–	–	–	C ₁ – 0,174
5	Карьер № 1 (V-1-8)	Суглинки	2,8	–	–	–	C ₁ – 0,080
6	25 км а/д Усть-Мая–Амга (VI-3-6)	Суглинки	1,8	–	–	–	C ₁ – 0,015

Глины керамзитовые. Керамзитовые глины на территории представлены двумя месторождениями.

Месторождение Чурапчинское (III-1-2), расположенное в 2 км к северо-востоку от с. Чурапча, представляет собой пластовую залежь простого строения среди озерно-болотных отложений голоцена, вытянутую с юга на север, выдержанную по строению, мощности и качеству глин. Длина залежи в разведанной части составляет 1,5 км, ширина варьирует от 70 м в средней части до 300 м в южной и 900 м на севере. Средняя мощность – 2,46 м. По гранулометрическому составу глины дисперсные, фракции с размерами более 0,01 мм – 45,2 %, менее 0,01 мм – 54,8 %. По химическому составу (табл. 24) и по данным технологических испытаний, глины являются высококачественным сырьем для производства обыкновенного кирпича марок «100–150» и керамзита марок «350–500» [Борисов и др., 1968ф].

Таблица 24

Результаты химических анализов глин для производства керамзитового сырья

№ п/п	Название месторождения	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	ппп	%
1	Чурапчинское (III-1-2)	61,1	14,1	4,3	4,0	2,3	–	–	0,4	8,3	94,5
2	Курунг (VI-6-23)	69,4	14,57	5,13	1,35	1,97	2,5	2,8	0,33	5,08	100,68

Сводным отчетным балансом запасов строительных материалов Республики Саха (Якутия) учтены запасы керамзитового сырья категории C_1 в количестве 0,958 млн m^3 [Сводный ..., 2016ф].

Месторождение Курунг (VI-6-23) расположено на уровне 20–40-метровой правобережной террасы р. Аллах-Юнь, в 24 км севернее пос. Ыныкчанский. Здесь на глубине 0,2–0,3 м сетью шурфов разведан пласт буровато-серых глин мощностью 0,7–1,2 м. По химическому составу (табл. 24) и по данным технологических испытаний, глины пригодны для изготовления кирпича марки «75» и могут быть использованы в качестве сырья для производства керамзита марок «350–500» и выше.

Авторские запасы по месторождению оценены в 579 тыс. т [Латников и др., 1963ф]. Сводным отчетным балансом запасов строительных материалов Республики Саха (Якутия) учтены запасы керамзитового сырья категорий $B + C_1$ в количестве 0,343 млн m^3 [Сводный ..., 2016ф].

Обломочные породы

Песчано-гравийный материал. На площади листа известны 27 месторождений и 34 проявления песчано-гравийного материала (ПГМ) (табл. 25). Это один из самых востребованных видов полезных ископаемых, используемый в строительных целях в пределах изучаемой территории. В буферной зоне населенных пунктов и автодорог ведется активное освоение месторождений и проявлений многими недропользователями – ОАО «Таттаавтодор», ОАО «Амгаавтодор», ООО «Дороги Усть-Май», ООО «Дорожник», ООО «Ремтрансстрой», ЗАО «Дороги Саха» и др. Запасы ПГМ левобережья р. Алдан на площади листа значительны и в случае необходимости могут быть наращены.

Типичное *месторождение Таттинское (III-2-4)* расположено в 3 км к северо-западу от с. Ытык-Кель. Продуктивной толщей являются отложения каргинско-сартанского горизонта, представленные песчано-гравийным материалом, залегающим на размытой поверхности верхнеюрских песчаников. Мощность продуктивного пласта – 3–15 м, длина – 1400 м, ширина – 250 м [Платонов и др., 1985ф].

Государственным балансом запасов (ГБЗ) учитываются запасы категорий $B - 0,475$ млн m^3 , $C_1 - 1,638$ млн m^3 .

Характеристики месторождений, отображенных на карте, представлены в БД.

Характеристика месторождений песчано-гравийных материалов

№ п/п	Название месторождения	Генезис	Плотность истинная, г/см ³	Объем насыпной (вес), кг/м ³	Содержание лещадных и игловатых зерен, %	Содержание гравия, %	Зерновой состав гравия по фракциям, %					Содержание пылевидных и глинистых частиц, %	Содержание песка, %	Запасы, тыс. м ³	Фонды недр
							>60 мм	60–40 мм	40–20 мм	20–10 мм	10–5 мм				
1	Тый-Сынага (II-6-33)	a	2,76–2,78	1490–1540	1–3,2	66	0–14,9	7,6–26,5	30,3–47,9	14,1–30,4	10,2–25,5	15 (10–22)	34	C ₁ – 873	Нерасп.
2	Атыр-Баса (II-6-34)	d	2,79–2,82	1340–1380	1,5–5,6	–	–	–	–	–	–	0,4–1,6	–	C ₁ – 159	Нерасп.
3	Томпорокский перевал (II-6-46)	d	2,82–2,84	1330–1390	9,6–16,8	–	0–45,5	4,65–49	19,58–63,3	7,2–28,3	3–25	0,4–2,98	–	C ₁ – 571	Нерасп.
4	Таттинское (III-2-4)	a	–	–	15–69	–	–	9	23	33	35	0,5–3	60,6	B + C ₁ – 2113	Распред.
5	Буоча (III-2-5)	a	–	–	5–12,7	52,5	–	0–8,1	7,5–16,2	12,1–19,5	14,1–23,8	0,5–1	47,5	C ₂ – 54,3	Нерасп.
6	Участки «Буочагай» и «Хадаайы» (III-2-6)	a	2,65–2,68	1320	0,9–10,8	30,4	0–20,45	0–9,1	20,45–36,7	25–45,5	25–42,9	0,5–5,5	69,6	C ₁ – 43	Распред.
7	20 км трассы Хандыга–Магадан (III-4-6)	a	2,51	1670–1750	15,7–35	–	–	–	–	–	–	2,5–10,87	–	B + C ₁ – 3036	Нерасп.
8	Тибигиттэ (IV-1-9)	a	2,38–2,6	1498–1607	–	48	–	–	–	–	–	–	–	A – 469 C ₁ – 284	Распред.
9	Дайа-Амгата (IV-2-2)	a	2,61–2,62	–	–	33,8	–	–	5,7–20,3	6,9–16,5	6,9–16,5	2,9	66,2	C ₂ – 47,4	Распред.
10	Август (IV-2-8)	a	2,65	1437–1548	8,2	31,5	–	0,4	7	12,4	11,7	4,8	–	B + C ₁ – 2844	Распред.
11	Кыыс-Мыраан (IV-2-12)	de	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	P ₁ – 48	Распред.
12	Кыстык-Кугда (IV-2-13)	a	2,66	1570	–	–	–	–	–	–	–	0,4	60,89	P ₁ – 47	Распред.
13	Дьям (V-1-2)	a	–	–	–	12,5	–	–	–	–	–	–	–	P ₁ – 38	Распред.
14	Остров Бороску (V-1-6)	a	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	C ₁ – 98	Част. распред.

№ п/п	Название месторождения	Генезис	Плотность истинная, г/см ³	Объем насыпной (вес), кг/м ³	Содержание лещадных и игловатых зерен, %	Содержание гравия, %	Зерновой состав гравия по фракциям, %					Содержание пылевидных и глинистых частиц, %	Содержание песка, %	Запасы, тыс. м ³	Фонды недр
							>60 мм	60–40 мм	40–20 мм	20–10 мм	10–5 мм				
15	Остров Тербес-Ары (V-1-9)	а	2,66–2,68	1450–1571	–	57,5	–	5–8	11–42	13–25	14–19	0,2–4,2	–	C ₁ – 211	Нерасп.
16	ПГСМ № 1 255 км а/д Амга–Ары (V-2-1)	ed	1,96–2,05	995–1045	–	47	4,58	7,25	32,8	29,8	25,6	0,5–4,5	53	C ₁ – 55	Распред.
17	3 км а/д Эльдикан–Югоренок (V-4-12)	а	–	–	31,9	–	–	–	–	–	–	0,25	–	C ₁ – 4	Распред.
18	19 км а/д Эльдикан–Югоренок (V-4-13)	а	2,68	–	35,2	–	–	34,9	30,2	25,2	9,7	0,25	–	C ₁ – 3,5	Распред.
19	13 км а/д Эльдикан–Югоренок (V-4-14)	а	2,67	–	31,9	–	–	31,9	30,1	25,8	12,2	0,25	–	C ₁ – 3,5	Распред.
20	84 км а/д Эльдикан–Югоренок (V-5-11)	de	2,6	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	C ₁ – 2	Распред.
21	122 км а/д Эльдикан–Югоренок (V-5-17)	ed	2,64	–	21,2	–	–	–	–	–	–	0,3	–	C ₁ – 1	Распред.
22	148 км а/д Эльдикан–Югоренок (V-6-103)	ed	–	–	48,7	–	–	33,3	35,8	20,2	14,7	0,15	–	C ₁ – 3	Нерасп.
23	Остров Иван-Аыры (VI-3-7)	а	2,7	–	36	–	–	25	22,8	25,2	27	0,01	–	C ₂ – 3	Распред.
24	Остров Песчаный (VI-3-9)	а	2,7	–	25,4	–	–	23	20	28	29	0,01	–	C ₂ – 9	Распред.
25	173 км а/д Эльдикан–Югоренок (VI-6-33)	ed	2,75	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	C ₁ – 3	Распред.
26	202 км а/д Эльдикан–Югоренок (VI-6-60)	а	2,63	–	24,4	–	–	35	29,6	25,2	10,2	0,01	–	C ₁ – 2,5	Распред.
27	218 км а/д Эльдикан–Югоренок (VI-6-77)	а	2,75	–	23,4	–	–	35	29,6	25,2	10,2	0,01	–	C ₁ – 2,16	Распред.

Песок строительный. На площади листа известны два месторождения и 13 проявлений (табл. 26).

Разрабатываемое *месторождение 5 км а/д Усть-Мая–Амга* (VI-3-8) прилегает с северной стороны к строящейся автодороге Усть-Мая–Амга. Аллювиальные отложения слагают вторую надпойменную террасу р. Мокуя (левый приток Алдана). По данным бурения, пласт песков мощностью 1,5 м перекрыт пластом суглинков мощностью 1,3 м. Площадь месторождения 10 тыс. м². Пески водопроницаемые, могут применяться для устройства земляного полотна автодорог во всех случаях без ограничения. Суглинки также могут применяться для устройства земляного полотна автодорог с ограничениями [Захаров и др., 2006ф].

Учитываемые ГБЗ запасы песков категории С₁ – 0,013 млн м³; суглинков категории С₁ – 0,006 млн м³ [Сводный ..., 2016ф].

Месторождение Денку-Быкыта (V-1-3) расположено в 20 км северо-восточнее с. Амга, представлено пластом мощностью 1,6 м. Модуль крупности песка – 1,5–2,7, содержание пылевидных и глинистых частиц – 3–28 % [Захаров и др., 2006ф].

Учитываемые РБПО запасы категории С₂ составляют 0,0736 млн м³, ГБЗ запасы месторождения не учитываются.

Пески часто являются попутным полезным ископаемым в месторождениях песчано-гравийных материалов. Так, на проявлениях ПГМ ПГСМ № 1 (289 км а/д «Амга») (V-2-3) и ПГСМ № 2 (291 км а/д «Амга») (V-2-4) (на каждом) числятся прогнозные ресурсы категории Р₂ в количестве 0,072 млн м³, которые в настоящее время вовлечены в отработку.

Характеристика других проявлений песков, показанных на карте, представлена в БД.

Песчаник. На территории листа установлено два месторождения и пять проявлений.

Месторождение Харба (III-3-10) расположено в 10 км от с. Харбалах, представлено песчаниками укугутской свиты нижней юры. Площадь разведанного участка – 10,3 тыс. м², мощность продуктивного пласта – 9,2 м. По своим качественным характеристикам щебень из песчаника пригоден для устройства оснований и покрытий автомобильных дорог [Тихонов и др., 2010ф].

Учитываемые ГБЗ запасы категории С₁ составляют 0,095 млн м³. В настоящее время месторождение подготавливается к освоению.

На *месторождении Славянское* (IV-2-1) юрские песчаники горизонтально переслаиваются с ПГМ. Мощность песчаников – 6,7 м, песчано-гравийного материала – 2,8 м.

Запасы категории С₂ учтены РБПО в количестве 0,3216 и 0,056 млн м³ соответственно [Республиканский ..., 2017ф]. Проявление разрабатывается.

На *проявлении Томпорожское* (II-6-50) по пласту кварцитовидных песчаников мощностью 50 м в РБПО учтены прогнозные ресурсы категории Р₂ в количестве 0,5 млн м³ [Республиканский ..., 2017ф].

Таблица 26

Характеристика проявлений песков

№ п/п	Название проявления	Характеристика проявления	Мощность полезной толщи средняя, м	Мощность вскрышных пород средняя, м	Модуль крупности песка	Содержание пылевидных и глинистых частиц, %
1	Мыран (II-1-6)	Пластовая залежь	15	$\frac{0-6}{4}$	1,3–2,5	3–15
2	Соболах (II-2-7)	Песчаная коса протяженностью около 3 км, шириной до 300 м	$\frac{0,4-3,4}{2,4}$	Отсутствует	1–1,1	0–0,8
3	Усть-Таттинское (II-2-13)	Пластовая залежь с песчано-гравийным прослоем мощностью 0,7–0,8 м	$\frac{3,2-3,9}{3,6}$	$\frac{0-1,2}{0,35}$	1,5–2,3	0,2–2
4	Усть-Кыннылыттинское (III-3-15)	Пластовая залежь	0,8	Отсутствует	2	0,1
5	Чымнайи (III-3-18)	Пластовая залежь	$\frac{0,65-2,1}{1,14}$	$\frac{0,1-0,5}{0,25}$	0,9–1,6	0,6–5
6	Ямнаахское (III-3-21)	Пластовая залежь	$\frac{1,5-2,6}{2,1}$	0,2	1,8–1,9	4,9–8,1
7	Участок № 1 (песок) (III-4-9)	Площадь качественных песков – 550–600 тыс. м ²	1,4		1–2,5	4,6–12,6
8	Диринг (IV-1-2)	Пластовая залежь	$\frac{1,5-4,8}{2,7}$	$\frac{1,0-3,0}{2,1}$	1,3–2,7	1,5–24,2
9	Туой (IV-1-3)	Пластовая залежь длиной 1100 м, шириной 50–90 м	$\frac{0,7-9,3}{4,6}$	$\frac{0,1-2,4}{0,7}$		11,5–32,5
10	Хонду (IV-1-5)	Полезная толща перекрыта покровными суглинками, которые являются попутным полезным ископаемым	$\frac{2,3-14,3}{5,6}$	$\frac{0,1-2,9}{1,5}$	1,1–2,2	8–20
11	Хахыйахское (IV-2-10)	Пластовая залежь	$\frac{0,9-2,3-14,3}{1,7}$	0,2	1,8–1,9	3,3–8,7
12	Остров Менкюда (IV-2-11)	Площадь 1,97 га. В качестве полезных ископаемых рассматриваются пески и песчано-гравийная смесь				
13	Буор-Хая (VI-3-10)	Площадь 5 тыс. м ² . Прогнозные ресурсы категории Р ₂ – 25 тыс. м ³ . Разрабатывается	5,0	2,0–4,0		

Проявления песчаников Верхняя Дайага (IV-1-4), Дайага (IV-1-6), Тюей (IV-1-7) и Бэрэ (IV-1-8) сосредоточены в бассейне левых притоков Амги у западной рамки листа. Проявления представляют собой пласты слабосцементированных песчаников раннеюрского возраста мощностью 1–1,2 м (только на проявлении Дайага мощность пласта достигает 4 м). Песчаники рекомендованы для отсыпки земляного полотна автомобильных дорог, строительных площадок.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Гипс, ангидрит. На северо-востоке территории в междуречье Вост. Хандыга – Менкюле известно одно месторождение и пять проявлений гипса и ангидрита.

Месторождение Малая Росомаха (II-6-38) впервые описано Г. Ф. Гуриным [Гурин и др., 1947ф]. В 1953–1954 гг. на нем проведены геологоразведочные работы [Латников и др., 1955ф]. Вскрытые пачки гипсоносных пород на восточном крыле Куранахской синклинали слагают толщу бурхалинской серии среднего–нижнего девона.

В пределах средней продуктивной пачки разведано 15 пластов гипсов и ангидритов мощностью 0,3–5,2 м, из них восемь имеют мощность более 0,7 м. Общая мощность огипсованной толщи – 65 м, к северу она уменьшается до 40 м. При авторском подсчете запасов принята толща со средневзвешенным содержанием SO_2 5,4–13,2 % и гидравлическим модулем 3,44–6,09.

Запасы по категориям А + В + C_1 составляют 6,2 млн т, что соответствует среднему месторождению. Прогнозные ресурсы категории P_1 оцениваются в 4,23 млн m^3 [Хамантов и др., 1989ф].

Проявление Большая Росомаха (II-6-29) расположено на правом берегу притока руч. Сегенях. В 1955 г. там проведены поисково-разведочные работы [Зиновьев и др., 1955ф]. Продуктивная толща накалинской свиты верхнего девона представлена переслаиванием (0,05–0,4 м) гипсов и ангидритов с прослоями (0,01–0,1 м) мергелей и известняков, редкими пластами до 0,2–0,3 м зеленовато-серых кремнистых сланцев и серых известковистых песчаников. Среди сульфатов, составляющих 40–50 % мощности толщи, преобладают ангидриты. Авторские ресурсы сырья оценены в 12 млн m^3 (категория ресурсов не указана) [Хамантов и др., 1989ф], что позволяет рассматривать проявление как прогнозируемое среднее месторождение.

В истоках руч. Яшка в отложениях хуратской свиты силура выявлена пачка гипсоносных пород мощностью более 20 м (II-6-13). Загипсованность пачки не превышает 20–25 %.

На левобережье р. Куранах (II-6-14) в разрезе огипсованной на 30–40% бурхалинской серии нижнего–среднего девона выделяется от четырех до семи пластов гипсов и ангидритов. Мощность отдельных пластов достигает 3,5–4 м [Хамантов и др., 1989ф].

Остальные пласты гипсов и ангидритов в истоках руч. Олений (II-6-12) и р. Сегенях (II-6-31) имеют мощность до 0,3 м.

Сапропель. Озерные проявления сапропеля в долинах Алдана и его левого притока – р. Татта выявлены поисковыми работами, проведенными ПГО

«Торфгеология» в 1987–1989 гг. [Гриневич и др., 1990ф]. На карте отображены семь проявлений.

Сапропелевые озера бессточные, чаще неправильной или вытянутой формы с изрезанной береговой линией. По геоморфологическому положению сапропелевые озера приурочены к первой надпойменной террасе р. Алдан и ее притоков.

Самое вытянутое *сапропелевое озеро Дюгюне* (II-2-8) достигает в длину 2350 м при максимальной ширине 200 м. Подстилающий сапропель грунт – супесь, суглинок или песок. Сапропели на этом озере карбонатного класса и хорошего качества. Такими же качественными характеристиками обладают сапропели проявлений Тенг-Кюэль (II-2-3), Кыргызда (II-2-4) и Симон-Кюэль (III-2-1). Средние глубины сапропеля в них – 1,6–1,83 м, максимальные – 2,6 м. Средние глубины воды – 0,56–2,02 м, максимальные – 3 м. Сапропели пригодны для использования в виде удобрения и для известкования кислых почв [Гриневич и др., 1990ф].

Пригодные для использования как удобрения сапропели органо-силикатного и органического классов известны на проявлениях Соболах (II-1-1), Багади (II-1-4) и Магыат-Эбете (II-1-5). Средние глубины сапропеля на этих проявлениях – 2,03–2,34 м, максимальные – 6 м. Средние глубины воды – 1,34–1,62 м, максимальные – 2,6 м [Гриневич и др., 1990ф].

Подробная характеристика проявлений и качественные показатели сапропеля приведены в табл. 27 и 28.

Глины буровые. Проявления буровых глин *Сосолохское* (III-2-2) и *Чабыдинское* (III-2-3) были выявлены и разведаны шурфами в 1952 г. [Кочетов и др., 1953ф] по сведениям местных жителей, издавна использовавших глины в районе руч. Чабыда для гончарного производства.

Проявления расположены на правом склоне долины р. Татта, в 15 км севернее с. Ытык-Кюель, в 3 км друг от друга и представлены линзовидными пластами мощностью 0,2–2,15 м делювиально-элювиальных отложений. Основной состав глин проявления Чабыдинского – каолинит, а Сосолохского – каолинит с гидрослюдой. Глины белого, охристого, голубовато-зеленого цветов, очень вязкие, с щебенкой очень плотных аргиллитистых глин и, реже, бурого угля. Химический состав и результаты физических испытаний глинистого раствора, приготовленного на щелочной воде с 0,5%-й концентрацией NaOH, представлены в табл. 29 и 30.

Запасы глин категории С₂ в количестве 0,03 млн т на Сосолохском проявлении и 0,06 млн т на Чабыдинском проявлении учитываются СПР [Сводка ..., 2017э].

В работе Г. С. Фрадкина и соавторов [Фрадкин и др., 1952ф] определена возможность использования глин верхнего горизонта плиоцена в бассейнах рек Халыма и Танда в качестве сырья для приготовления глинистого раствора. Наряду с глинами низкого качества этими же авторами в устье р. Баяга по склону левого берега Алдана было выявлено проявление глин, которые после соответствующей обработки и обогащения могут быть пригодны для приготовления глинистого раствора.

Таблица 27

Характеристики проявлений сапропеля

Название проявления и его номер	Площадь, га в нулевой границе / по границе сапропелевой залежи	Объем воды, тыс. м ³	Глубина воды, м макс. / средняя	Глубина пласта сапропеля, м макс. / средняя	Объем сапропеля, тыс. м ³	Прогнозные ресурсы сапропеля* категории Р ₂ (60 % усл. влаги) по классам, тыс. т		
						по органо-силикатному	по органическому	по карбонатному
Соболах (II-1-1)	83 / 52	1328	2,2 / 1,6	3,2 / 2,12	1102	150	114	–
Багади (II-1-4)	55 / 36	891	2,6 / 1,62	3 / 2,03	731	107	73	–
Магыат-Эбете (II-1-5)	27 / 13	362	2 / 1,34	6 / 2,34	304	65	–	–
Тенг-Кюэль (II-2-3)	63 / 16	269	1,5 / 1,03	2,6 / 1,68	269	–	–	51
Кырымда (II-2-4)	30 / 9	168	1,1 / 0,56	2,4 / 1,6	144	–	–	32
Дюгюне (II-2-8)	103 / 14	1936	2,5 / 1,88	2,5 / 1,83	256	–	–	59
Симон-Кюэль (III-2-1)	23 / 16	465	3 / 2,02	2,5 / 1,64	262	–	–	50

* учитываются Сводкой прогнозных ресурсов РС (Я).

Таблица 28

Качественные показатели сапропелевых залежей проявлений

Название проявления и его номер	Встречаемость классов сапропеля, %			Зольность, %	Влага, %	Обменная кислотность, ед. pH	Содержание оксидов, %	
	органо-силикатный	органический	карбонатный				кальция	железа
Соболах (II-1-1)	50	50	–	28	90,8	7,8–6,6	3,2	2,1
Багади (II-1-4)	50	50	–	29	90,7	6,8–5,9	2,5	2,3
Магыат-Эбете (II-1-5)	100	–	–	37	91,8	6,6–5,2	2,2	3,0
Тенг-Кюэль (II-2-3)	–	–	100	33	92,6	7,6	19,3	1,4
Кырымда (II-2-4)	–	–	100	36	91,4	7,3–7,0	20,1	2,3
Дюгюне (II-2-8)	–	–	100	34	91,2	7,7–7,5	18,0	1,9
Симон-Кюэль (III-2-1)	–	–	100	33	92,6	7,7–7,3	20,9	1,4

Химический состав глин

Название и номер на карте	Si, %	Al ₂ O ₃ , %	Fe ₂ O ₃ , %	CaO, %	MgO, %	SO ₃ , %	Na ₂ O + K ₂ O, %
Сосолахское (III-2-2)	63,44	19,41	5,39	1,77	1,64	сл.	0,87
Чабыдинское (III-2-3)	64,0	19,57	3,63	1,5	0–0,8	сл.	2,65

Результаты физических испытаний глинистого раствора

Название и номер на карте	Удельный вес, г/см ³	Вязкость по СПВ	Содержание песка, %	Фильтрация, см ³ /30 с	Толщина корки, мм	Стабильность	Коллоидальность
Сосолахское (III-2-2)	1,2	5–25	5	9	2	0	100
Чабыдинское (III-2-3)	1,25	5–20	2	8	2	0,02	100

Битум. Признаки битуминозности известны в разновозрастных отложениях практически во всех глубоких скважинах. Самостоятельного значения они не имеют, но важны как косвенные признаки нефтеносности.

В *Нижнеалданской скважине № 1* (I-2-13) все вскрытые отложения содержат в себе незначительное количество маслянистых и осмоленных битумов. В инт. 1720–1741,5 м отмечаются осмоленные битумы со средним содержанием органического вещества 0,005–0,04 %, в инт. 2020–2246 м установлены преимущественно маслянистые битумы с содержанием органики 0,002–0,2 %, в инт. 2246–3003 м – маслянистые и осмоленные битумы, содержащие 0,001–0,02 % органического вещества [Новицкий и др., 1965ф].

В разрезе *Ивановской скважины № 1* (II-2-10) в юрско-меловых отложениях отмечено присутствие маслянистых битумов [Баташанова и др., 1985ф].

Томпорукская группа признаков битуминозности (II-4-4, II-4-6) объединяет ряд установленных в разных близкорасположенных скважинах признаков. При изучении кернового материала скважин на Томпорукской площади битумсодержащие породы выявлены в разрезе мезозойского комплекса осадков. Битумы наблюдались в отложениях нижней – средней юры (инт. 440–450 м, скважины 4, 1, 5) и низов нижнего мела (инт. 440–450 м, скважины 2 и 9). В породах этого возраста битумы обнаружены макроскопически в мелкораспыленной форме: в виде капельных выделений, натеков и выпотов по трещинам пород. Представлены густой вязкой маслянистой жидкостью темно-коричневого цвета, без следов проникновения во вмещающую породу. Битумы приурочены, как правило, к интервалам наибольшей трещиноватости пород. Среднее содержание битума – 0,8–1,1 %. Открытая пористость юрских песчаников здесь достигает 14,2 % (средняя), газопроницаемость – 233 мД (среднее 69,6 мД) [Обухов и др., 1962ф].

В *Хочомской параметрической скважине № 1* (Ш-3-20), пробуренной в сводовой части Хочомской структуры, в интервале глубин 1672,5–1687,2 м (хочомская толща, кембрий) по трещинам и кавернам пород развит темно-коричневый битум, в инт. 1986,2–2000,3 м (юдомская свита, венд) прослойки доломитового известняка битуминозный, с сильным нафтеновым запахом. По результатам люминесцентно-битуминологического анализа, битумы в разрезе скважины богаты легкими углеводородами (тип ЛБА), за исключением пород юдомской серии, где битум – маслянисто-смолистый [Ларионов и др., 1986ф; Григорьева и др., 2014ф].

В *Мокуйской скважине № 1* (VI-3-3) в интервалах глубин 2745,7–2749 м, 1265,9–1276 м в песчаниках отмечены тонкие прослойки черного битумного материала. В инт. 1877–1883,6 м в шлифах отмечен темно-коричневый битум [Калюжина и др., 1986ф; Дьяконова и др., 2006ф].

В *Усть-Майской скважине № 366* (VI-5-11) установлено присутствие легких битумоидов. В отложениях венда (юдомская серия) отмечены тонкие слои твердого битума (инт. 1660–1749 м). Интервал представлен неравномерным переслаиванием доломитов, аргиллитов, мергелей и кремнистых доломитов. Максимальные значения концентраций битумоидов присущи сапропелевым мергелям – 0,44–0,53 % на породу. Пористость известковистых доломитов этого интервала – 2–4 % [Мурашова и др., 2014ф].

Битуминозность как признак часто фигурирует при описании карбонатных пород разных свит венда и кембрия, но конкретные характеристики объектов и естественных обнажений достаточно редки. В числе таковых можно отметить разрез венда на руч. Восточный – правобережье р. Ханда (Белая) – где битуминозные глинистые известняки (мощность 54,5 м) описаны в верхней части сытыгинской свиты (верхний венд – нижний кембрий), а в нижней части разреза – в известняках яланской свиты (нижний венд) установлены микролинзы битума [Гаврильев и др., 1982]. Черные сильнобитуминозные тонко- и мелкозернистые доломиты и известняки известны в разрезах рудоносного интервала месторождения Сардана. Они слагают там шестую пачку (5–29 м) юдомской серии [Стратиформные ..., 1979]. Пачка (мощность – 3,7 м) переслаивания (5–20 см) черных битуминозных аргиллитов и черных битуминозных известняков в иниканской свите (кембрий) описана В. С. Гриненко в правом борту р. Керби (правый приток Алдана), в 3,2 км от устья – в тонких прослоях битуминозных черных известняков им наблюдались (визуально) выделения жидких битумов (полевые материалы 1987 г., описание разреза приведено в БД).

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Питьевые подземные воды. *Месторождение Усть-Майское* (VI-3-11) разведано для водоснабжения с. Усть-Мая. Выявленный водоносный комплекс представлен двумя горизонтами. Верхний сложен талыми четвертичными аллювиальными гравийно-галечниковыми отложениями с песчаным заполнителем, нижний – талыми кембрийскими трещиноватыми известняками слабой водообильности. Между ними отсутствуют водоупоры и в гидродинамическом и гидрохимическом отношениях они представляют собой единую

гидравлическую систему. По типу фильтрации это поровые воды в терригенных рыхлых отложениях и трещинно-пластовые воды карбонатных отложений. При опробовании верхнего водоносного интервала дебиты скважин составили 2,5–3,03 л/с при понижениях – 2,24–2,87 м. Удельные дебиты – 0,87–1,35 л/с × м (скв. 1, 2, 3). Статический уровень установился на глубинах 5,23 м (скв. 1) – 7,32 м (скв. 2) – 5,52 м (скв. 3). Значения коэффициентов водопроницаемости составляют соответственно 388, 370 и 395 м²/сут. Дебит скважины при опробовании нижнего горизонта составил 0,7 л/с при понижении – 9,53 м. Удельный дебит – 0,07 л/с × м. Коэффициент водопроницаемости – 26 м²/сут. Глубина залегания статического уровня – 3,7 м.

По химическому составу таликовые воды – гидрокарбонатные магниевые, гидрокарбонатные натриево-магниевые-кальциевые пресные с минерализацией 0,48–0,59 г/дм³. Значение сухого остатка составляет 300,29–369,26 мг/дм³. Величина общей жесткости 5,35–7,14 мг-экв/дм³. Качество воды соответствует СанПиН 2.1.4.1074-01 за исключением повышенного содержания марганца, в отдельных пробах железа, бария, окисляемости, цветности [Фокина и др., 2008ф].

Эксплуатационные запасы таликовой зоны месторождения по категории С₁ составляют 4 тыс. м³/сут [Протокол ..., 2008].

На *месторождении Участок Крест-Хальджай* (II-3-2) локально водоносный криогенно-таликовый комплекс четвертичных и неоген-палеогеновых отложений вскрыт скважинами на глубине 52 м (скв. 13) и 57 м (скв. 12). Водовмещающими породами являются палеоген-неогеновые разномасштабные пески мощностью соответственно 14,6 и 16,4 м с включениями гальки в верхней части разреза. Водосодержащие породы четвертичного возраста представлены валунно-галечниковыми отложениями изверженных и метаморфических пород с песчано-глинистым заполнителем и прослоями углей. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые, магниевые-кальциевые, весьма пресные с минерализацией 0,14 г/дм³. По химическому составу и сухому остатку воды соответствуют требованиям СанПиН 2.1.4.1074-01 за исключением повышенного содержания железа и марганца [Бабкин и др., 2008ф]. Выявленные эксплуатационные запасы вод криогенно-таликового водоносного комплекса по категории С₂ составляют в объеме 0,624 тыс. м³/сут [Протокол ..., 2008].

Месторождение Буординское (III-1-3) приурочено к подозерной криогенно-таликовой зоне оз. Буор-Дие. Поисковыми работами [Бабкина и др., 2012ф] выявлены запасы пресных подземных вод локально-водоносного криогенно-таликового четвертичного озерно-аллювиального – среднеюрского терригенного комплекса. По химическому составу воды таликового комплекса пресные хлоридно-гидрокарбонатные магниевые-натриевые, нейтральные (водородный показатель 7,35–7,90) с минерализацией 1,23–1,28 г/дм³. По большинству показателей таликовые воды соответствуют нормам СанПиН 2.1.4.1074-01. Запасы категории С₁ – 0,13 тыс. м³/сут [Протокол ..., 2012].

На *месторождении Хандыга* (III-4-2) опробованы воды подруслового локально-водоносного криогенно-таликового комплекса четвертичных – неоген-палеогеновых отложений, развитого под руслом Алдана. Водовмещающими являются валунно-галечниковые отложения с песчаным и глинистым

заполнителем позднечетвертичного возраста и глинами, песками, дресвой с песчаным заполнителем олигоцен-миоценового возраста. По анионному составу воды гидрокарбонатные, по катионному составу – кальциево-магниевые. По значению минерализации они классифицируются как весьма пресные со значением сухого остатка до 189 мг/дм³. Воды нейтральные, с водородным показателем – 7,1–7,2. По химическому составу и сухому остатку воды соответствуют требованиям СанПиН 2.1.4.1074-01 за исключением повышенного содержания железа, лития, бария [Бабкин и др., 2008ф]. Запасы категории С₂ – 2,24 тыс. м³/сут [Протокол ..., 2008].

В качестве источника питьевых вод может рассматриваться Росомахинский источник, расположенный в 1,5 км от месторождения мрамора Малая Росомаха (П-6-40). Температура воды источника +5°, дебит 100 л/с. Вода гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевая, минерализация 400 мг/дм³, содержание углекислоты 55 мг/дм³. Источник самоизливающийся, он питает наледь в долине р. Вост. Хандыга в устье руч. Сегенях [Соболев, 1977ф].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Площадь листа Р-53 расположена на границе Северо-Азиатского кратона и Верхояно-Колымской складчатой области, охватывает юго-восточную окраину Сибирской платформы, западную часть Южно-Верхоянского и небольшой фрагмент Верхояно-Черского орогенных поясов. В соответствии со схемой основных минерагенических провинций России [Минерагеническая..., 2016], восточная и северо-восточная части территории входят в состав Верхояно-Колымской минерагенической провинции, западная и юго-западная части относятся к Восточно-Сибирской минерагенической провинции, геологическими аналогами которых являются структурно-формационные комплексы соответственно Верхояно-Колымской складчатой области и Сибирской платформы. В серийной легенде [Легенда ..., 2003] и на уже изданных ранее листах ГК-1000/3 Восточно-Сибирская провинция называлась или Сибирская (лист О-53 – Нелькан) или Сибирская (Лено-Вилуйская) (лист Q-52 – Верхоянские цепи). На более поздних листах ГК-1000/3 (R-51, R-52, O-51, O-52) принято название Восточно-Сибирская минерагеническая провинция.

С позиции районирования по нефти и газу на территории листа представлены фрагменты Хатангско-Вилуйской и Лено-Тунгусской нефтегазоносных провинций. При этом и здесь единого подхода к названию первой провинции не существует: в серийной легенде [Легенда ..., 2003] и на карте топливно-энергетических ресурсов России [Карта ..., 2008] она называется Хатангско-Вилуйская, в изданных позднее комплектах ГК-1000/3 принимается и как Хатангско-Вилуйская (R-51, 2013 г.) и как две самостоятельные провинции – Хатангско-Ленская (S-50, S-51,52, 2013 г.) и Лено-Вилуйская (Q-52, 2008 г.; R-52, 2016 г.).

Ленский угольный бассейн рассматривается нами в составе общей Восточно-Сибирской минерагенической провинции.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ ЭПОХ И ЭТАПОВ

История геологического формирования территории рассматривается в интервале времени от раннего рифея по кайнозой. В ней просматривается несколько крупных этапов, соответствующих выделенным структурным ярусам, с каждым из которых связан свой комплекс полезных ископаемых.

Восточно-Сибирская минерагеническая провинция

Восточно-Сибирская минерагеническая провинция в пределах площади листа охватывает юго-восточную часть Сибирской платформы, представленную на севере восточным флангом позднеюрско-раннемелового Приверхоянского краевого прогиба, перекрытого осадочными палеоген-неогеновыми образованиями Нижнеалданской предгорной впадины; южнее – Алдано-Майским прогибом и Среднеленской моноклизой. Минерагеническая специализация этой площади характеризуется угле-нефтегазоносностью, месторождениями строительных материалов, сапропеля и подземных вод. Угле-носность представлена восточной частью Ленского бассейна, нефтегазоносность – фрагментами двух потенциально нефтегазоносных областей: прогнозируемой Предверхоянской и Северо-Алданской*.

Территория Ленского угольного бассейна занимает Приверхоянский краевой прогиб и северные склоны Среднеленской моноклизы, где в верхнеюрских и меловых толщах сформированы горизонты (пласты) угленосных континентальных отложений.

Формирование нефтегазоносных областей происходило в течение продолжительного периода с рифея по мезозой. Выделяются два этапа: рифейско-раннепалеозойский и позднепалеозойско-мезозойский. Наличие первого обосновывается единичными признаками нефтегазоносности, полученными при испытании разведочных скважин, второго – наличием зон и ловушек для их накопления. Выделяется ряд локальных структур, с которыми связаны перспективные нефтегазоносные площади.

Рифейско-раннепалеозойский этап проявлен накоплением мощных толщ терригенно-карбонатных и известково-доломитовых отложений рифея, венда и кембрия, с которыми связаны признаки нефтегазоносности и битуминозности, выходящие на дневную поверхность или обнаруженные в кернах скважин.

Позднепалеозойско-мезозойский этап вначале характеризуется формированием куполов, наличие которых среди мощных отложений, обладающих хорошими коллекторскими свойствами, является благоприятным фактором для образования потенциально нефтегазоносных структур.

В дальнейшем, в юрско-раннемеловой период произошли основные орогенные события в Верхояно-Колымской складчатой области, были сформированы складчато-надвиговые структуры на востоке и севере площади листа. Образованные складчатые и надвиговые структуры потенциально являются структурными ловушками для локализации месторождений нефти и газа. В это время на восточной границе Сибирской платформы формировался Приверхоянский краевой прогиб, в котором в прибрежно-морских и континентальных условиях происходило накопление угленосных терригенных формаций и образование месторождений углей Ленского угольного бассейна. По условиям осадконакопления, обусловившим степень перспективности, площадь бассейна разделена на угольные районы. В пределы площади листа входят четыре из них: Хандыгский (полностью), Томпо-Тумаринский, Ниж-

* Области отнесены к Восточно-Сибирской минерагенической провинции условно. Нефтегазоносность имеет собственное районирование – Хатангско-Виллойская и Лено-Тунгусская провинции (см. выше).

неалданский и Якутско-Кангаласский (восточные части) [Степанов и др., 1991ф, Карта ..., 2012].

Верхояно-Колымская минерагеническая провинция

Верхояно-Колымская минерагеническая провинция на площади листа Р-53 занимает западную часть Южно-Верхоянского орогенного пояса, разделенную на Кыллахскую, Сетте-Дабанскую и Аллах-Юньскую тектонические зоны, а также небольшой фрагмент Верхояно-Черского орогенного пояса, представленный Бараинской тектонической зоной. Распределение установленных на площади видов и типов полезных ископаемых определялось ходом геодинамического развития территории, особенностями состава и строения структурно-вещественных комплексов, направленностью их преобразования во время основных тектонических событий. Смена типов минерагенеза на территории прослеживается, начиная с раннего рифея.

Раннерифейский этап на северо-западе Кыллахской зоны проявился образованием красноцветных грубообломочных формаций основания рифтогенного комплекса, которые резко сменились алевритово-глинистыми пиритовыми углеродистыми осадками, накапливавшимися в обстановке глубоководного шельфа, известными в ядре Горностахской антиклинали (пионерская свита). Эти отложения отличаются повышенными концентрациями золота (до 60 мг/т) [Кокин и др., 1987] и являются золотоматеринскими для субпластовых золотоносных кварцевых жил проявления Светлинское (IV-6-65) со средними содержаниями золота 5–10 г/т. Они рассматриваются как перспективные для выявления объектов золото кварцевого и золотосульфидного оруденения [Горлова и др., 2005ф] золоторудной кварцевой формации и пока достоверно не установленной на территории золоторудной малосульфидной.

Стадия резкого погружения сменилась постепенным заполнением глубоководного прогиба карбонатно-терригенными ритмичнослоистыми и флишоподобными осадками (трехгорная, димская и белореченская свиты хандинской серии в ядре Горностахской антиклинали). В димской свите известны горизонты медистых песчаников с убогой вкрапленностью халькопирита. В кровле белореченской свиты сформирован пласт строматолитовых доломитов с вкрапленностью галенита (до 5 % Pb) [Горлова и др., 2005ф]. Субсогласные жилы с флюоритовой и баритовой минерализацией локализованы в нижнерифейских толщах. Указанные выше проявления свидетельствуют, что в отдельные периоды формирования раннерифейской Кыллахской структурно-формационной зоны (см. Схемы СФР, архей – рифей) происходил интенсивный привнос в осадочные толщи Cu, Pb, Zn, Ba, F.

Средне-позднерифейский этап на площади листа проявлен тремя подэтапами. В ранний подэтап на пассивной окраине происходило накопление отложений аимчанской, керпыльской и лахандинской подсерий среднего–верхнего рифея, залегающих со стратиграфическими несогласиями и фиксируемыми сменой шельфовых осадков (снизу вверх) от терригенных к терригенно-карбонатным и карбонатным.

В период терригенного осадконакопления возникали благоприятные условия для формирования окисных руд железа. На юго-восточном крыле Горно-

стахской антиклинали известен образованный в это время протяженный (2,5 км) пласт массивных и густовкрапленных гематит-магнетитовых руд (рудопроявление Малютка – IV-6-70). К песчаникам аимчанской подсерии приурочен пласт хромитсодержащих песчаников с магнетитом и фукситом. Менее интенсивно происходило накопление осадочных железоокисных руд в периоды терригенного осадконакопления среднего и позднего рифея лахандинской подсерии (саларская, эльдиканская, вильская свиты). В алевролитово-аргиллитовых пачках установлены линзы лимонитовых брекчий, содержащих 35–60 % железа и пласты оолитовых железных руд. Они знаменуют кратковременные эпизоды железнакопления в периоды отложения тонкотерригенных осадков в окислительных обстановках. С ними же связаны потенциально бокситоносные образования – на западном крыле Горностахской антиклинали в красно-коричневых аргиллитах эльдиканской свиты выделен горизонт (1–30 м), перспективный на обнаружение бокситов [Кропачев и др., 2004ф].

Для терригенных и карбонатно-терригенных пачек среднего рифея в северной части Кыллахской тектонической зоны характерны повышенные концентрации сульфидов меди, реже свинца и цинка (керпыльская подсерия). Медные и свинцово-цинковые руды на крыльях Горностахской антиклинали жильного гидротермального типа также связаны с определенными уровнями вмещающих карбонатных среднерифейских формаций. В них локализованы субсогласные зоны дробления протяженностью до 2 км с полиметаллическим оруденением.

Формирование убогой минерализации черных и цветных металлов, связанной с гидротермальной и слабой вулканической деятельностью, происходило на протяжении всего средне-позднерифейского этапа, изменяясь от железоокисной и бокситоносной к медносульфидной и далее – к свинцово-цинковой [Волкодав, 1976].

Следующий кратковременный подэтап начался с резкой смены преимущественно карбонатного осадконакопления терригенным, с регрессивной последовательностью накопления осадков (улаханбамская свита). Внедрившиеся в это время силлы и дайки долеритов, кварцевых долеритов, оливиновых долеритов улаханбамского комплекса содержат рассеянную медно-сульфидную минерализацию. Вероятно, они явились рудоматеринскими для медно-полиметаллических проявлений Северный (IV-6-30) и Краснохолмское (IV-6-46).

В заключительный подэтап образован сложный комплекс вулканогенно-терригенных (рябиновская и малосахаринская свиты) и терригенных (кеатанская, джоронская и далындинская свиты) образований, формировавшихся в обстановках континентального рифтогенеза и терригенного шельфа. Рудоносность этого подэтапа слабая. Это рассеянная убогая медно-сульфидная минерализация, связанная с габбродолеритовой формацией, проявленной в виде мощных покровов толеитовых базальтов и силлов долеритов (улаханбамский комплекс). Повышенным фоном меди характеризуется далындинская свита.

Вендско-раннепалеозойский этап характеризуется рифтогенными и пассивно-окраинными геодинамическими обстановками. Южнее площади листа в конце рифея – начале венда происходило внедрение щелочно-ультраосновных с карбонатитами интрузий центрального типа (горноозерский комплекс, лист О-53), вмещающих промышленное оруденение тантала, ниобия, урана, редких

земель, апатита, циркония и стронция. С начарской свитой ассоциирует бедная медно-сульфидная минерализация. Наличие высокохромистых хромшпинелидов алмазного парагенеза, высокомагнезиального оливина в ассоциации с пироп-альмандином в базальных кварцевых песчаниках и гравелитах начарской свиты позволяет рассматривать их и как возможный промежуточный коллектор алмазов [Кропачев и др., 2004ф; Горлова и др., 2005ф].

Аккумуляция осадков начарской свиты в начале венда быстро сменилась шельфовым терригенно-карбонатным осадконакоплением. В дальнейшем, вплоть до конца венда, на территории установился режим, переходный от рифтогенного к пассивно-окраинному. В пределах Сетте-Дабанской тектонической зоны в раннем венде в одноименной структурно-формационной зоне (см. Схемы СФР, венд–кембрий), накапливались глинисто-известняково-доломитовые осадки, в том числе и пестроцветные, включающие протяженные горизонты доломитов с вкрапленной медносульфидной минерализацией (малская свита). Кремнисто-глинисто-карбонатные осадки верхнего венда Сетте-Дабанской зоны характеризуются пестроцветностью и наличием прослоев высококалийных туфов (сарданинская свита) [Давыдов, 1981], свидетельствующих о слабой активизации эндогенной деятельности в этот период.

В юго-восточной части территории листа, в междуречье Аллах-Юнь–Юдома, вероятно, образовалось палеоподняtie, влиявшее на распределение карбонатных фаций позднего венда и размещение приуроченного к ним стратиформного свинцово-цинкового оруденения. Его размещение определено наличием биостромных строматолитовых массивов сарданинской свиты, краевые части которых благоприятны для концентрации промышленных германиево-свинцово-цинковых руд [Иогансон, 1978]. Формирование оруденения месторождения Сардана (VI-5-19), проявлений Перевальное (VI-5-13), Куб (VI-5-17), Роса (VI-5-14), Северное (VI-5-18), вероятно, было связано с периодом тектонической активизации в начале раннего кембрия, когда по ослабленным зонам поступали свинцово-цинковые рудоносные гидротермальные растворы.

Пассивноокраинный режим продолжился в раннем кембрии с резкого погружения территории. В Кыллахской тектонической зоне в это время располагался глубокий шельф (на схеме СФР (венд–кембрий) – Северо-Кыллахский стратиграфический район Сетте-Дабанской СФЗ), на котором отлагались кремнисто-карбонатно-глинистые осадки, содержащие желваки фосфоритов и обогащенные ванадием (иниканская и пестроцветная свиты). Мощность углеродистой черносланцевой формации, в большей части зоны, составляет 60–160 м. На юге, в районе палеоподнятия она сокращается до 20–10 м, а с нижней частью формации связаны повышенные концентрации молибдена и золота. В пределах Сетте-Дабанской зоны мощность отложений ботомского, тойонского, майского и амгинского ярусов резко возрастает до 300 м, они объединяются в углеродистую аргиллитово-кремнисто-алевролитово-известняковую формацию (акринская свита). Нижняя ее часть содержит горизонты желваковых фосфоритов с повышенными концентрациями ряда металлов: кобальта, ванадия, никеля, хрома, молибдена и золота (до 50 мг/т). Толща, вероятно, является золотоматеринской для рудных объектов золоторудной кварцевой формации в зонах смятия, рассланцевания и образующихся по ним россыпей.

Площадь выходов акринской свиты ограничивается левобережьем р. Ханда (Белая).

Начиная с майского века, на площади Кыллахской тектонической зоны формировался осадочный комплекс, выполненный флишоидно-переслаивающимися карбонатными илами, глинами с линзами конседиментационных карбонатных брекчий. В нижней части комплекса, в чайской свите местами зафиксирована рассеянная вкрапленность сульфидов меди.

В это же время на площади Сетте-Дабанской тектонической зоны накапливался карбонатно-терригенный комплекс, с турбидитовыми глинисто-карбонатными осадками в его нижней и средней частях. В верхней части комплекса преобладают отложения лабыстахской свиты, содержащие калькарениты, являющиеся благоприятной средой для размещения зон анкеритовых метасоматитов и карбонатитов лединского комплекса с редкометалльно-редкоземельным оруденением.

После перерыва в осадконакоплении и небольшого размыва среднеордовикской терригенно-карбонатной формации в осевой части Сетте-Дабанской зоны произошло внедрение щелочно-ультрамафитовых (с карбонатитами) интрузий лединского комплекса. Оно сопровождалось магнезиальным метасоматозом, создавшим обширные ореолы доломитизации, преимущественно в известняках лабыстахской свиты. С карбонатитами и метасоматитами этого комплекса связано ниобиевое оруденение, а с карбонатитовыми штокверками барит-флюорит-анкеритового состава – редкоземельное оруденение (проявления Поворотное (VI-6-4), Гек (V-6-96), Воин (V-6-93), Грач (VI-6-20) и др.). В западной части Сетте-Дабанской зоны внедрились малые интрузии суордахского долеритового трахидолеритового комплекса [Сагир, 1997] с рассеянной медно-сульфидной минерализацией.

С позднесилурийской эффузивно-гидротермальной деятельностью связана флюорит-свинцово-цинковая стратиформная минерализация [Кутырев, 1982], локализованная в кровле оронской свиты под слоями сульфатоносных брекчий хуратской свиты, сформированных в мелководно-лагунной обстановке. Осушение и гипергенное преобразование сульфатно-карбонатных отложений в условиях жаркого и влажного климата произошло на рубеже силура и девона, затем последовало неравномерное погружение с накоплением в локальных застойных впадинах глинисто-карбонатных темноцветных осадков нижнего девона (сеттедабанская свита). В низах этой свиты установлена рассеянная флюоритово-полиметаллическая минерализация [Шпикерман, 1998].

Среднепалеозойский этап ознаменовался масштабным континентальным рифтогенезом. В конце силура – начале девона параллельно со слабым щелочным магматизмом и внедрением на западном плече рифта серии даек долеритов (сеттедабанский комплекс) в западной части Сетте-Дабанской тектонической зоны [Сагир, 1997] образовывалась рассеянная медно-сульфидная минерализация. Повышенные концентрации золота в субмеридиональных пропицитизированных дайках долеритов этого комплекса среди нижеордовикских метаморфизованных отложений контролируются зоной Бурхалинского глубинного разлома. В мезозое дайки послужили источником для образования гидротермальных тел коренных проявлений золота Бурхалинского (Левонаталинское – IV-6-8) и Хандинского (Сетаньинское – IV-6-63) золото-

рудно-россыпных узлов, а в кайнозое – россыпей, шлиховых ореолов золота, вторичных геохимических ореолов мышьяка, серебра, свинца, цинка, меди и шлиховых потоков халькопирита.

Локальные рифтогенные прогибы системы Сетте-Дабанского палеорифта (совр. – Сетте-Дабанская тектоническая зона) заполняются вулканогенно-осадочными образованиями среднего девона – нижнего карбона, с которыми связано медное оруденение (проявления Курпанджинское – I-5-22, Придорожное – I-5-20, Последнее – I-5-21, Джалкан – I-5-15) и залежи гипса (Мал. и Бол. Росомаха – II-6-38, 29 и др.). В северной части Сетте-Дабанской зоны мощность меденосных формаций максимальна, а щелочно-основной магматизм в виде покровов трахибазальтов получил наибольшее развитие. В ее южной части мощности отложений среднего – верхнего девона значительно уменьшаются, а базальтовый магматизм затухает. Меняется и характер минерализации. В плечи рифтовых прогибов внедряются малые интрузии левосахаринского лампрофир-сиенит-карбонатитового комплекса с зонами карбонатитовых метасоматитов, несущих редкоземельное оруденение цериевой группы (проявление Батрак – V-6-84). Ниобиевая и редкоземельная минерализации проявляются в зонах карбонатитовых метасоматитов, развивающихся по терригенно-карбонатным и карбонатным формациям нижнего–верхнего девона, выполняющим рифтовые прогибы (розовская, левосахаринская, пикская свиты).

Позднепалеозойско-раннемезозойский этап характеризуется развитием пассивной окраины и существенно терригенным осадконакоплением.

По-видимому, по существовавшим зонам растяжения и повышенной проницаемости, унаследованным с предыдущего рифтогенного этапа, на дно бассейна осадконакопления вместе с терригенными осадками поступали рудоносные растворы, обогащенные золотом, мышьяком, серой, цветными металлами. Это обусловило формирование углеродистых терригенных золото-материнских формаций нижнего и верхнего карбона (хатынахская, натальинская, экачанская, суркечанская свиты), с повышенными содержаниями золота и мышьяка [Кокин, 1987], ставших источником золота при формировании гидротермально-метаморфогенных месторождений золота золоторудной кварцевой формации («оночалах-дуэтский» тип) в последующий позднемезозойский орогенный этап развития территории.

В *позднемезозойский (юрско-позднемеловой) этап* произошли основные орогенные события в Верхояно-Колымской складчатой области, сформировалась современная складчато-надвиговая структура региона с интенсивным развитием складчатых и разрывных дислокаций. Образовались два орогенных пояса – на востоке исследованной территории Южно-Верхоянский, а на севере Верхояно-Черский. В это время происходило образование пологих межпластовых срывов, надвигов, субмеридиональных взбросо-сдвигов и связанных с ними складок, катаклаза, расщепления пород и низкотемпературного метаморфизма [Кокин, 1989]. Наложение зон метаморфизма на золото-материнские толщи нижнего и верхнего карбона в Аллаха-Юньской зоне способствовало формированию продуктивных золотокварцевых согласных жил «оночалах-дуэтского» типа (золоторудная кварцевая формация). В зоне Бурхалинского разлома образовывались протяженные пояса с бедной золото-

кварцевой минерализацией, сконцентрированной в пропилитизированных дайках [Кокин, 1987].

В конце поздней юры – раннем мелу на востоке Южно-Верхоянского орогенного пояса произошло внедрение даек, мелких штоков анчинского лампрофирово-диоритового и уэмяхского гранит-гранодиоритового комплексов. В пределах площади листа они распространены незначительно, а их металлогеническое значение ограничилось наличием убогой минерализации вольфрама. Рудоконтролирующими факторами этого этапа здесь являются тектонические нарушения (Сетте-Дабанский разлом и др.). Вдоль них в нижнерифейских отложениях сформированы золоторудные проявления Светлинское (IV-6-65), Левонаталинское (IV-6-8), Сетаньинское (IV-6-63), а также кварц-карбонатные жилы с серебром и сурьмой и, вероятно, баритовые жилы проявления Трехгорка (IV-6-47).

В позднемеловое время происходило внедрение лампрофировых даек ого-некского комплекса. Предполагается, что с этим этапом связано мышьяково-сурьмяное оруденение севера Сетте-Дабанской минерагенической зоны (рудоявление Хамамытское – I-6-21) [Бергер, 1986].

Кайнозойский этап. В палеогеновый период в условиях низкогорья и субтропического климата сформировались коры выветривания и зоны окисления. Интенсивные восходящие движения в конце палеогена – неогене привели к образованию горной страны, заложению речной сети и началу формирования россыпей золота. Резкий подъем территории вызвал размыв отложений мощностью ~ 1,5 км, а после раннего плейстоцена – 500–600 м [Кропачев и др., 2004ф]. В результате на территории в качестве источников питания россыпей сохранились лишь плейстоценовые линейные коры выветривания. В процессе корообразования происходило окисление сульфидов и высвобождение золота, вследствие чего в россыпях района золото в сростках с сульфидами не встречается, в тяжелой фракции ему сопутствуют обычно окислы и гидроокислы железа.

В четвертичное время на территории происходило формирование россыпей золота и тантало-ниобатов. Заложённая в палеогене–неогене древняя (доледниковая) речная сеть во многом отличалась от современной.

Важнейшим событием новейшего этапа развития рельефа было позднечетвертичное оледенение, завершившееся в начале голоцена. Центром оледенения был хр. Сунтар-Хаята, где оледенение носило характер горноледникового покрова, а долина р. Аллах-Юнь служила вместилищем одного из выводных ледников. При этом россыпи, сформировавшиеся в долинах притоков реки, оказались погребёнными под ледниковыми отложениями. В связи с относительно небольшим уклоном, занимавший ее ледник пассивно заполнял долину, его воздействие на доледниковый эрозионно-денудационный рельеф было незначительным. По мере снижения поверхности ледника отложение материала происходило на все более низких уровнях с наложением аккумулятивных форм, близких по времени возникновения.

Подавляющее большинство россыпей золота является русловыми и пойменно-русловыми при подчиненном распространении террасово-пойменных россыпей, в том числе глубоко погребённых (до 120 м). Перерывом россыпеобразования послужило позднечетвертичное оледенение, граница которого

проходила с севера на юг в восточной части территории листа. В этот период были захоронены богатые россыпи в бассейне р. Аллах-Юнь. Их обнаружение возможно на левобережье реки – там, где ледниковые отложения достигают наибольшей мощности.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Многообразие типов полезных ископаемых территории и их разновозрастность обусловлены большим числом факторов, определивших их размещение, концентрацию или рассеяние по площади, степень продуктивности. Основными из них являются стратиграфический, магматический, гидротермально-метасоматический, метаморфогенный и тектонический. В разной степени повлияли: литологический, структурный, минералого-геохимический и др. Неотектонический и геоморфологический факторы контролируют размещение россыпей золота, титана и тантало-ниобатов.

Стратиграфический фактор определяет самую обширную группу.

1. Угленосные формации верхней юры (марыкчанская, бергеинская и сытогинская свиты), нижнего мела (батылхская, эхсеньхская и хатырыкская свиты) и палеогена (олигоцен, тандинская свита) с месторождениями каменных углей распространены в Приверхоянском прогибе, образуя Ленский угольный бассейн (8 УК, УБ/J₃-K₁). Большая часть проявлений каменного угля площади листа приурочена к нижнемеловым отложениям. Наиболее продуктивна батылхская свита, которая содержит до 60 пластов угля (46 из них рабочей мощности). Хатырыкская свита в Нижнеалданском угольном районе содержит до 40 пластов каменного угля, а тандинская свита – до 20, в том числе до девяти рабочей мощности. В меловых отложениях содержится от трех до пяти пластов бурого угля.

2. В неогеновых отложениях (свита Мамонтовой Горы) установлено до 12 пластов бурого угля, из которых восемь рабочей мощности. В этих же отложениях на левобережье р. Алдан установлены непромышленные россыпи титана.

3. Перспективы нефтегазоносности территории связываются с мощными толщами терригенно-карбонатных и известково-доломитовых пород рифея, венда и кембрия. Установлены прямые признаки нефтеносности: насыщение капельножидкой нефтью прослоев керпыльской подсерии (средний рифей) и выпоты нефти в керне улаханбамской свиты (верхний рифей). Отложения нижнего мела (хатырыкская, эхсеньхская, батылхская свиты) содержат в себе маслянистые и осмоленные битумы, а также пластовую воду с растворенным газом метанового и азотно-метанового состава. Газовые аномалии выявлены в отложениях юры, кембрия, венда и верхнего рифея. К косвенным признакам нефтегазоносности относятся структурные ловушки, связанные с разновозрастными толщами.

4. Осадочные железные руды связаны с конгломератами керпыльской подсерии, а окисная железорудная минерализация приурочена к песчаникам основания среднего рифея, установлена в алевролит-аргиллитовых пачках верхнего рифея. Они подчиняются палеогеографическому контролю и связаны с окислительными обстановками относительно замедленного осадкона-

копления, возникавшими на фоне быстрого терригенного песчаного (аимчанская подсвита) или карбонатного (железистые горизонты в верхнем рифее) осадконакопления. Смена окислительной обстановки на восстановительную по простиранию железорудной пачки аимчанской подсвиты выразилась в формировании горизонта интенсивно пиритизированных алевролитов гематит-магнетитового проявления Малютка, в доломитах керпыльской подсерии. Доломиты лахандинской подсерии включают линзу пиритизированных пород с вкрапленностью сфалерита и галенита.

5. Рудоносные металлотекты медьсодержащих формаций сформированы в среднем девоне – нижнем карбоне на севере Сетте-Дабанской тектонической зоны. Медное оруденение содержится в терригенно-карбонатной менкюленской свите, а также в трахибазальтовых курпанджинской и сегеняхской свитах.

Наиболее изучены меднорудные проявления типа «медистых песчаников», локализованные в отложениях менкюленской свиты, отличающейся сложным составом, значительной фациальной изменчивостью и колебаниями мощности. Она представлена красно- и зеленоцветными песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами. Мощность свиты варьирует от 100 до 500 м. В большинстве случаев наличие медных минералов отмечается в пластах туфопесчаников, хотя не исключается их накопление в гравелитах и в алевролитах. Основными рудными минералами являются халькозин, борнит, халькопирит. Их распределение чаще всего имеет вкрапленный, реже гнездовой или послойно-прожилковый характер. Пласты, обогащенные меднорудными минералами, отмечаются на различных горизонтах менкюленской свиты, которая разделяется на две продуктивные толщи, различные по условиям образования и особенностям распределения оруденения.

Нижняя продуктивная толща соответствует нижней части менкюленской свиты позднефаменского возраста. Ее мощность колеблется от 50 до 400 м. Наибольшая концентрация оруденения и устойчивость по простиранию наблюдается в нижней части толщи, в нижней (главной) продуктивной пачке, где отмечается от трех до пяти сближенных пластов с меднорудной минерализацией. Их мощность варьирует от 0,2 до 3–4 м, редко достигает 10 м и более. По данным бурения, состав и строение медистых горизонтов остаются неизменными до глубины 400 м.

Верхняя продуктивная толща представлена отложениями менкюленской свиты турнейского возраста. Мощность продуктивной толщи колеблется от 60 до 170 м. Вкрапленные борнитово-халькозиновые и халькозиновые руды образуют линзы протяженностью в десятки метров и четковидные горизонты. В нижней части толщи выявлены выдержанные горизонты халькопиритовых руд. Установлено распространение богатых (среднее содержание 2,41 %) халькозиновых руд до глубины более 70 м.

Весьма перспективным на выявление промышленных меднорудных тел является покров базальтов курпанджинской свиты. Повышенные содержания меди в этой свите отмечаются на участках, где подстилающий ее покров базальтов в значительной степени размыт и имеет пониженную мощность или сохранился в виде отдельных линз. В базальтах выделяются три группы тел, в которых установлены повышенные (до 10 %) содержания меди: 1) секущие

кварц-карбонат-эпидотовые прожилки; 2) линзы и гнезда эпидозитов, тяготеющие к тектоническим трещинам; 3) эпидотизированные, карбонатизированные, хлоритизированные базальты в верхних частях потоков с относительно равномерной вкрапленностью самородной меди. Основные перспективы медного оруденения связываются с третьим типом, проявленным более всего в миндалекаменных или обломочных базальтах, слагающих верхнюю часть отдельных потоков, из которых состоит базальтовый покров. В породах этого типа фиксировались выделения меди размером до 5–15 мм, а ее содержания – до 6–7 %. Отмечается, что к эпидоту приурочена самородная медь, а к кальциту – халькозин. Медь встречается в виде мелкой рассеянной вкрапленности, образуя пластообразные, согласные с лавовым потоком, тела мощностью до 1,5 м, прослеживающиеся по простиранию на первые десятки метров.

Меденосность других подразделений проявлена слабее (накалинская, розовская, левосахаринская свиты). Перспективы меденосности бурхалинской серии имеются в бассейне р. Кемюс-Юрях [Горлова и др., 2005ф]. Повышенная меденосность переломной свиты является важным фактором концентрации медных руд непосредственно над ней, в горизонте медистых песчаников нижней части менкюленской свиты в пределах Джалканского рудного узла [Иогансон, 1988].

6. Серия рифейских формаций-металлотектов, содержащих протяженные горизонты с рудной вкрапленностью (галенит, сфалерит, халькопирит, халькозин и др.) и зоны согласного жильного оруденения (сульфиды, флюорит, барит и др.), проявлена в Кыллахской минерагенической зоне, в особенности в пределах Горностахского рудного района [Волкодав и др., 1976; Горлова и др., 2005ф]. В карбонатных формациях керпыльской и лахандинской подсерий обнаружена свинцово-цинковая и флюоритовая минерализация, в терригенно-карбонатных (хандинская серия нижнего рифея, аимчанская подсерия среднего рифея) – медная, свинцово-цинковая, баритовая. В аргиллитах эльдиканской свиты лахандинской подсерии выделен потенциально бокситоносный горизонт. Керпыльская подсерия вмещает горизонты с халькопиритовой минерализацией и содержит пласты с халькозин-борнит-халькопиритовой и с галенит-сфалеритовой минерализацией (проявление Харыйалахское – IV-5-17), а также пласты, обогащенные металлами платиновой группы.

Стратиформное медное и свинцово-цинковое оруденение приурочено к верхам керпыльской подсерии и низам лахандинской подсерии среднего рифея (проявления Горностыль – IV-6-38 и Северный IV-6-30). Блеклорудно-галенит-сфалеритовая минерализация контролируется горизонтами доломитов или их межпластовых брекчий. Из элементов-примесей характерны кадмий и германий, в меньшей степени – мышьяк, сурьма, серебро.

Стратиформно-жильное Дугинское проявление флюорита (V-6-15) приурочено к доломитовой формации среднего рифея на восточном крыле Горностахской антиклинали [Горлова и др., 2005ф; Мехоношин и др., 1980ф]. Минерализация флюорита (до 40–50 %) заключена в субпластовой зоне дробления доломитов мощностью 0,5–1 м, прослеженной на 3,5 км.

Состав рудоносных гидротермальных растворов в позднем рифее (лахандинская подсерия) сдвинулся в сторону свинцово-цинковой составляющей

(проявление Димское – IV-6-34). Литолого-стратиграфический контроль оруденения в кальцитизированных доломитах лахандинской подсерии проявлен на значительной площади (до 20 км).

Рудоконтролирующим фактором свинцового оруденения в кремнистых доломитах кровли хандинской серии выступает предталинское несогласие, под которым обохренные породы с минерализацией галенита и пирита прослежены на 100 м.

Предталинская кора выветривания является перспективной на золото. Ее золотоносность (0,2–21,8 г/т) установлена в устье руч. Трехгорка в доломитах. Они вмещают карстовые трещины, заполненные пиритизированным кальматолитом, по составу идентичным кварцевым песчаникам аимчанской подсерии.

Особо среди рифейских стратифицированных металлотектов в составе хандинской серии выделяется пионерская свита (в масштабе карты не отражается), содержащая кварцевые золоторудные жилы и перспективная на выявление как золото-кварцевого, так и золото-сульфидного оруденения [Горлова и др., 2005ф]. В согласных жилах Светлинского рудопроявления оно приурочено к приконтактовым частям пачек пиритизированных золотоносных алевролитов с прослоями доломитов, что позволяет рассматривать свиту как золотоматеринскую [Сухоруков, 1986].

7. Важнейшее значение среди стратифицированных металлотектов имеет известняково-доломитовая формация верхнего венда (сарданинская свита), включающая крупные промышленные скопления гидротермально-осадочных стратиформных германий-свинцово-цинковых руд. Подстилающая ее юкандинская свита почти повсеместно содержит рассеянную свинцово-цинковую минерализацию, а терригенно-карбонатная одновозрастная формация на северо-востоке Кыллахской и в пределах Сетте-Дабанской тектонических зон включает стратиформную медно-сульфидную (малская свита) и свинцово-цинковую (сытыгинская свита) минерализацию, имеющие, по некоторым данным, промышленные перспективы [Государственная ..., 1998]. Пласт медьсодержащих доломитов малской свиты мощностью 1,8 м прослежен на 3 км.

8. Особую группу металлотектов составляют перспективные как промежуточные коллекторы терригенные и карбонатно-терригенные формации рифея и палеозоя, в которых установлено широкое развитие обломочных зерен минералов-спутников алмаза (прежде всего хромшпинелидов, хромитов, иногда хромдиопсида). К ним относятся аимчанская подсерия рифея, начарская и сытыгинская свиты венда, накалинская свита верхнего девона, якская свита нижнего карбона. В базальных горизонтах венда (начарская свита) обнаружены высокохромистые хромшпинелиды, по соотношению хрома и алюминия близкие к спутникам алмазов в кимберлитах Южно-Африканской алмазносной провинции [Кропачев и др., 2004ф; Горлова и др., 2005ф].

Спутники алмазов во верхнепротерозойских породах сконцентрированы в бассейне среднего течения р. Ханда (Белая), в ядре и на восточном крыле Горностахской антиклинали, сложенной в основном рифейскими толщами. Хромшпинелиды, приуроченные к кембрийским, ордовикским, девонским и нижнекаменноугольным толщам, локализуются главным образом в бассейне р. Аллах-Юнь, вблизи границы Сетте-Дабанской и Аллах-Юньской минерогенических зон. Наиболее интересные находки приурочены к базальным го-

ризонтам венда (сытыгинская свита) бассейна р. Ханда (Белая), где установлены хромшпинелиды алмазного парагенеза (Cr_2O_3 около 65 %) в ассоциации с пироп-альмандином, ромбическим пироксеном, высокомагнезиальным оливином и серпентином.

9. Стратифицированным металлотектом является нижнекембрийский черносланцевый уровень, включающий кремнисто-терригенно-карбонатные формации иниканской свиты (Кыллахская зона) и одновозрастной ей акринской свиты Сетте-Дабанской зоны с проявлениями фосфоритов, ванадиеносных сланцев и пунктов молибденового оруденения. Породы акринской свиты содержат желваковые, реже пластовые, фосфориты, выдержанные по простиранию, но с невысокими концентрациями P_2O_5 . Наиболее значительные проявления – Эльганьинское (III-6-43) и Правосугджинское (IV-6-13) выявлены в северной части Кыллахской зоны. Металлогенический потенциал акринской свиты дополняется и ее вероятной золотоносностью (золотоносная черносланцевая формация) [Горлова и др., 2005ф].

10. В северной половине Сетте-Дабанской тектонической зоны выделяется известняково-доломитовая формация среднего ордовика – верхнего силура (кулонская, гичинская, баранинская, таяхская и оронская свиты), с верхней частью которой (на протяжении 200 км) связаны калишпат-доломитовые метасоматиты и приуроченная к ним цинково-флюоритовая минерализация [Кутырев, 1982]. Здесь известны два проявления флюорита: Якское (II-6-7) и Сегеняхское (II-6-24) (Восточно-Сеттедабанская рудоносная зона) смешанного стратиформно-жильного типа, по простиранию сменяющие друг друга. Минерализация прослежена более чем на 5 км [Старников, 1998].

11. На юге Сетте-Дабанской тектонической зоны отдельную группу металлотектов составляют стратифицированные формации, являющиеся благоприятной средой для размещения карбонатитовых метасоматитов щелочно-ультрамафитовых комплексов (среднеордовикского лединского и позднедевонского левосахаринского) и генетически связанного с ними тантал-ниобиевого и редкоземельного оруденений. Это лабыстахская свита среднего ордовика, показанная как металлотект только в зоне воздействия этих комплексов, а также розовская, левосахаринская, ширококинская и пикская свиты нижнего – верхнего девона. Аргиллитово-доломитово-известняковые ширококинская и пикская свиты рассматриваются как благоприятные для локализации оруденения золоторудной кварцевой формации в минерализованных зонах дробления и кварцевого прожилкования [Горлова и др., 2005ф].

12. Значительная часть месторождений и проявлений золоторудной кварцевой формации в виде согласных золотоносных кварцевых жил («оночалах-дуэтский» тип) локализована в пластах песчаников терригенных формаций верхнего карбона – перми (суркечанская и халыинская свиты). Предположительно, они являются золотоматеринскими. Вышележащая аргиллитово-алевролитовая формация нижней перми (бонсолчанская свита), широко распространенная в пределах Южно-Верхоянского орогенного пояса, является рудомещающей для золоторудных объектов.

13. Сульфидизированные терригенно-карбонатные породы атырбахской и саккырырской свит, содержащие кластогенное золото, метаморфизованные до хлорит-серицитовой субфации, схожи с терригенными уровнями тонко-

дисперсного золота «сухоложского» типа (золотоносная черносланцевая формация [Методическое ..., 2015] – золото-платинометалльно-сульфидная формация в углеродистых сланцах [Государственная ..., 2010]). Породы представлены перекристаллизованными алевритистыми известняками, хлоритово-серицитовыми, хлорит-серицит-алевритовыми и глинисто-известково-вистыми сланцами.

14. В пределах Южно-Верхоянского орогенного пояса в качестве золотоматеринских толщ выделяются формации нижнего – верхнего карбона. Это хатынахская, натальинская и экачанская свиты, в породах которых установлена повышенная золотоносность [Кокин, 1987] и проявления золоторудной кварцевой формации. В Менкюленской минерагенической зоне эти осадочные формации являются рудовмещающими для золото-сурьмяного Хохсолохского проявления (золото-сурьмяная березитовая формация) в одноименном сурьмяно-золоторудном узле.

Магматический фактор. Рудоконтролирующими в пределах площади листа являются две группы магматических формаций разных семейств [Магматические ..., 1979]: первая группа (базальтовых и габбровых формаций – мафическое семейство) представлена интрузивными комплексами габбродолеритовой формации, вторая группа (щелочно-ультрамафитовых формаций – ультрамафическое семейство) представлена двумя комплексами, отнесенными к щелочно-ультраосновной с карбонатитами и сиенит-карбонатитовой формациям.

1. Габбродолеритовые интрузивные формации позднего рифея, венда, ордовика, позднего силура – девона (улаханбамский, суордахский, сеттедабанский комплексы) играют ведущую роль при образовании вкрапленной медно-сульфидной минерализации в миндалекаменных базальтах сегеняхской свиты верхнего девона Сетте-Дабанской тектонической зоны.

Пропилитизированные дайки долеритов сеттедабанского комплекса в зоне Бурхалинского разлома содержат бедную минерализацию золоторудной кварцевой формации. Установлено наличие золотоносного уровня среднепалеозойских окварцованных и метасоматически измененных даек долеритов с содержаниями золота до 10 г/т. Вертикальный размах оруденения составляет 80–250 м [Кокин, 1990]. Уровень с золотоносными дайками долеритов сопоставляется с надрудным уровнем месторождений «сухоложского» типа. Палеозойские силлы и дайки габбродолеритов вмещают золото-кварцевую минерализацию Сетте-Дабанской минерагенической зоны (проявления Сетаньинское – IV-6-63, Левонатальинское – IV-6-8, Тунное – III-6-10 и Таборное – III-6-16) и контролируют россыпную золотоносность Тыры-Онеллинского и Хандинского узлов Центрально-Сеттедабанского золоторудно-россыпного района.

2. С щелочно-ультрамафитовыми (лединский и левосахаринский комплексы) тесно связаны тантал-ниобиевое (с апатитом), редкоземельное и ториевое (с флюоритом, ураном) оруденения, часто достигающие промышленных масштабов, а также предполагаемая алмазность площади.

Месторождения ниобия связаны с карбонатитами лединского клинопироксенит-уртит-ийолит-щелочносиенит-миаскит-карбонатитового комплекса (массивы Поворотный, Гек, Герой) либо с карбонатитовыми жилами в поле

развития метасоматических доломитов. Редкие земли образуют промышленные концентрации в штокверковых телах карбонатитов, размещающихся, предположительно, в надынtruзивных зонах невоскрытых щелочно-ультраосновных массивов. Перспективными на обнаружение невоскрытых ниобиевых щелочно-ультраосновных массивов являются магнитные аномалии в бассейнах рек Силур и Широкая и севернее, на левобережье р. Сахара. Здесь известны проявления щелочно-ультраосновного магматизма (дайки ультракалиевых сиенитов). Изометричные магнитные аномалии в поле развития пород ордовика–силура позволяют предполагать наличие щелочно-ультраосновных интрузий на глубине.

Рудогенерирующими ниобиевую минерализацию являются дайки щелочных сиенитов, сиенит-порфиров, лампрофиров и их эруптивных брекчий левосахаринского лампрофир-сиенит-карбонатитового комплекса.

Среднеордовикские щелочные ультрабазиты с карбонатитами (лединский комплекс), а также позднедевонские дайки, силлы, трубки взрыва лампрофиров, щелочных сиенитов (левосахаринский комплекс) в бассейнах рек Леда и Аллах-Юнь контролируют слабо проявленные (большой частью косвенные) признаки алмазоносности территории. Как в лампрофирах, так и в вулканитах присутствуют хромшпинелиды (Cr_2O_3 до 55 %) [Кропачев, 2005]. Геохимическое изучение лампрофиров показало обогащенность их в десятки, иногда сотни раз по сравнению с литосферным кларком для ультрабазитов такими элементами как Ba, Sr, V, Zr, Nb, La, Ce, Dy, Eu, Nd, Pr, Sm, Gd, Y, Ga, Hf, Rb, Ta, U, что сближает их с алмазоносными лампроитами Западной Австралии. Минералогический анализ тяжелой фракции протолок из фаменских вулканокластитов показал, что некоторые из них имеют большое сходство с алмазоносными туффизитами Урала.

Гидротермально-метасоматический фактор. Среди гидротермально-метасоматических изменений наиболее распространены березитизация, вмещающая оруденение золото-сурьмяной березитовой формации, и аргиллизация, с которой связано гидротермальное оруденение разных типов.

С железистыми карбонатными метасоматитами ассоциирует тантал-ниобиево-редкоземельное оруденение щелочно-ультрамафитовых комплексов. Пневматолитово-гидротермальные процессы определили последовательность формирования в них карбонатитов. Промышленная ниобиевая минерализация связана с карбонатитами флогопит-кальцитового, доломитового и кальцит-анкеритового составов; редкоземельная – с карбонатитами барит-флюорит-анкеритового и доломит-анкеритового составов.

Среди поисковых признаков редкометалльно-редкоземельного оруденения наиболее выразительными являются литологический, минералогический, радиометрический и геофизический. Карбонатитовые тела и метасоматические доломиты визуальнo опознаются благодаря коричнево-бурой и буро-красной окраске. Вкрапления и прожилки фиолетового флюорита, наиболее вероятно, указывают на присутствие бастнезит-паризитового оруденения. Наличие в карбонатитах амфибола и флогопита свидетельствует о ниобиевой минерализации. Оруденелые карбонатиты обладают повышенной радиоактивностью (от 20–40 до 400 мкР/ч). При аэромагнитометрической съемке интрузии ще-

лочно-ультраосновных пород фиксируются изометричными магнитными положительными аномалиями ΔT от 80–90 до 2340 нТл (массив Поворотный).

Восточнее Лединской рудной зоны известны признаки ниобиевой минерализации [Голоперов и др., 1966ф] в метасоматически измененных карбонатных породах, в зонах тектонических нарушений.

С зонами вторичных доломитов и калишпатитов, наложенными на доломитово-известняковую формацию среднего ордовика – верхнего силура, связано цинково-флюоритовое оруденение Сетте-Дабанской минерагенической зоны [Шпикерман, 1998].

Метаморфогенный фактор включает области развития дислокационного метаморфизма, регионального метаморфизма зеленосланцевой фации с локальными участками, преобразованными до эпидот-амфиболитовой фации. Эти зоны благоприятны для формирования метаморфогенно-гидротермального оруденения [Кокин, 1989].

Полоса развития золотоносных даек сетте-дабанского долеритового комплекса среди глинисто-карбонатных метаморфизованных формаций нижнего ордовика выделяется в зоне влияния Бурхалинского разлома [Кокин, 1987]. Интенсивность преобразования даек (пропилитизация, окварцевание, развитие эйситов и их брекчий) является признаком золотого оруденения. Метаморфический контроль оруденения тесно связан с тектоническим фактором, выраженным интенсивным рассланцеванием и катаклазированием пород в зонах разрывных нарушений. Для золотоматеринских толщ этот фактор также является благоприятным для размещения оруденения золоторудной кварцевой формации.

Основным поисковым признаком золотого оруденения «оночолах-дуэтского» типа является наличие пластовых и лестничных кварцевых жил в песчаниках или на контактах песчаников и алевролитов. Золото в пластовых жильных телах распределяется в виде рудных лент. Для локализации золотого оруденения благоприятны места пересечения песчаников с зонами кливажа; участки ундуляции шарниров и замыкания складок; мелкая складчатость на крыльях складок. Для секущих жил благоприятным признаком является их сопряженность с согласными жилами столбовое (субвертикальное) распределение золота. Ассоциация золота с арсенопиритом, пиритом, галенитом, сфалеритом служит косвенным указанием на промышленную ценность оруденения. Важным показателем золотоносности является наличие ореолов арсенопиритизации, обычно более выдержанных по простиранию, чем рудные тела. Слепые рудные тела обычно сопровождаются ореолами мышьяка, свинца и цинка, серебра и свинца. Геофизические признаки выражаются в приуроченности оруденения к полям линейно-вытянутых слабоконтрастных магнитных аномалий интенсивностью 30–90 нТл и гравитационным минимумам.

Отрицательным в размещении оруденения является метаморфизм рудовмещающих пород (тектониты, бластомилониты) высокой степени, совпадающий обычно с осевыми зонами крупных тектонических нарушений.

Тектонический фактор. Тектонический рудоконтролирующий фактор проявлен разломами разного порядка, показанными на КЗПИ красным цветом.

Большинство региональных разломов являются рудоконтролирующими, в первую очередь, для золоторудных объектов. Подавляющее число месторож-

дений и проявлений золоторудной кварцевой формации контролируется зонами *Бурхалинского, Сетте-Дабанского, Менкюленского, Кидерикинского, Сетаньинского, Аллах-Юньского и Минорского* разломов, сопровождающихся региональным зеленосланцевым метаморфизмом и рассланцеванием, наложенным на золотоносные формации карбона – нижней перми.

Региональный *Бурхалинский разлом* ограничивает распространение медного оруденения к юго-западу на северо-востоке территории; контролирует золотое оруденение, локализованное в пропилитизированных дайках долеритов на всем своем протяжении и ограничивает с запада распространение редкоземельно-редкометалльного оруденения Лединской рудной зоны в южной части площади. Тот же тип золотого оруденения контролируется зоной регионального *Сетаньинского разлома*, ограничивающего полосу максимального распространения золотоносных даек с востока. Аналогичную функцию выполняет *Сетте-Дабанский разлом* на западе золотоносного пояса даек, являющийся границей одноименной минерагенической зоны, контролируя россыпную золотоносность и, вероятно, являясь ее источником. Он сопровождается рядом объектов золото-кварцевого типа оруденения в зонах тектонического воздействия на черносланцевую золотоматеринскую формацию акринской свиты нижнего – среднего кембрия.

Протяженный региональный *Менкюленский разлом* ограничивает с запада распространение золоторудных объектов Аллах-Юньской минерагенической зоны на юге и востоке (за рамкой листа) территории. На северо-востоке он осложняет центральную часть структуры, сложенную фосфоритонасными отложениями лекеерской и сиреньской свит нижнего триаса.

Южный отрезок регионального *Кидерикинского разлома* совпадает с границей Сетте-Дабанской минерагенической зоны, а к северу полоса между ним и Менкюленским разломом контролирует положение объектов Хандинского узла (проявление Сетанья – IV-6-63), ряд пунктов минерализации и россыпи Суордах, Бурундук, Аринда и др).

Региональный *Аллах-Юньский разлом* контролирует золоторудные объекты прогнозируемого одноименного золоторудно-россыпного района (5.2 Au).

С зоной регионального *Минорского разлома* связано положение одноименной золоторудно-россыпной зоны. К зоне разлома приурочены кварцевые жилы, прожилки, залегающие в интенсивно брекчированных слабопиритизированных перемятых алевролитах с многочисленными прожилками и линзами кварца с включениями сульфидов.

Менее протяженные разломы – *Светлинский, Некуринско-Маринский, Бикский, Долгучанский, Натыгинский, Чухонийский* (в масштабе тектонической схемы не выражены), *Войский, Кимский и Паутский* контролируют размещение локальной рудной минерализации.

Светлинский разлом, пересекающий Горностахскую антиклиналь в осевой части, контролирует размещение золоторудного, баритового, флюоритового и полиметаллического жильных типов оруденения, наложенных на рудоносные нижне- и среднерифейские осадочные формации. Контроль зоной Светлинского разлома отчетливо проявлен в локализации секущего жильного проявления барита Трехгорка (IV-6-47) в совокупности с литологическим контролем доломитами трехгорной свиты.

С небольшими по протяженности *Войским* и *Кимским* разломами связано размещение щелочно-ультрамафитовых с карбонатитами магматических комплексов (лединский, левосахаринский) и редкометалльно-редкоземельного оруденения Лединской рудной зоны.

Зона *Некуринско-Маринского разлома* является рудоконтролирующей для большинства золоторудных проявлений Ыныкчанской золоторудно-россыпной зоны (5.2.3 Au) и Юрско-Бриндакитского узла (5.2.4 Au). Вдоль зоны разлома концентрируется серия секущих и пластовых золото-кварцевых жил.

Бикский разлом сопровождается продольными полосами развалов жил и прожилков золотоносного кварца. В них установлено золото от следов до 9,8 г/т [Дорофеев, 1963ф].

Прогнозируемые объекты золоторудной кварцевой формации имеют широкое распространение на площади развития кварц-карбонатных жил, тяготеющих к зонам влияния *Натыгинского* и *Долгучанского разломов*. В зонах окварцевания, развитых в полосе выходов этих разломов, выявлено содержание золота до 1,6 г/т [Шелогуров и др., 1964ф], в породах атырбахской свиты, несущей точно-гнездовую вкрапленность пирита до 10 мг/т.

Чухонойским надвигом в бассейне р. Начар контролируется баритовая минерализация, проявленная вторичным геохимическим ореолом бария (V-6-24).

Особенности глубинного строения территории проявлены в наличии зон скрытых диагональных разломов и зон сквозных поперечных региональных разломов, выделяемых по геофизическим данным.

Над диагональной зоной скрытых разломов проецируется положение крупного германиево-свинцово-цинкового месторождения Сардана и сопутствующих проявлений (Перевальное и др.) Курунгского (Сарданского) рудного узла.

На пересечении зон скрытых диагональных и субширотных разрывных нарушений (в масштабе карты не отражаются) с рудоконтролирующими *Войским* и *Кимским* разломами располагаются редкометалльно-редкоземельные объекты Лединской рудной зоны, а также прогнозируется одноименная потенциально алмазоносная площадь (выделена условно – на карте не отражена).

Над скрытым глубинным субширотным разломом проецируется золоторудное проявление Светлинское и ряд других объектов в ядерной части Горностахской антиклинали. В узле пересечений субширотных и меридиональных глубинных разломов (в масштабе карты не отражены) здесь по геофизическим данным предполагается наличие нескрытой интрузии основного или ультраосновного состава, с которой связывается потенциальная алмазоносность предполагаемой Горностахской площади (выделена условно – на карте не показана).

Структурный фактор имеет различные формы выражения и проявлен как на региональном, так и локальном уровне.

В региональном плане они определяют приуроченность установленной золото-кварцевой и прогнозируемой золото-сульфидной минерализации к крупным зонам смятия, дробления и расланцевания пород. Секущие типы их трассируют продольные разломы глубинного заложения, а субсогласные – базальные горизонты срыва (субсогласные надвиги) и уровни разреза, сло-

женные породами с наибольшей контрастностью физико-механических свойств. Часто размещение рудных объектов в границах зон смятия обусловлено решеткой пересекающихся локальных поперечных, диагональных (не выражены в масштабе карты) и продольных глубинных разломов.

Наличие интенсивно раздробленной и наиболее прогнутой области, ограниченной с запада Бурхалинским, а с востока Минорским региональными разломами обусловило образование перспективной золоторудной Аллах-Юньской минерагенической зоны, содержащей месторождения, проявления золоторудной кварцевой формации и образованных за счет них россыпей. В наиболее прогнутой и раздробленной центральной части Южно-Верхоянского орогенного сформировались группы верхнепалеозойских терригенных углеродсодержащих формаций суммарной мощностью свыше 6–7 км, являющихся частью предполагаемого крупного Верхояно-Колымского золото-черносланцевого пояса (внекатегорийный – на схеме минерагенического районирования не показан).

Локальные структуры размещения золоторудной минерализации часто осложняют региональные. Их структурным выражением являются взбросо-сдвиги и пакетированные взбросо-надвиговые системы, особенно на участках изгибов и выклинивания, крутые погружения шарниров складок и резкие изгибы их осей, своды антиклиналей и осложняющие их флексуры, а также аксоноклинали. Структурный фактор часто влияет на локализацию свинцово-цинкового и баритового оруденения. Их проявления приурочены к зонам стратиграфических несогласий.

В качестве возможного важнейшего структурного фактора, контролирующего слабо проявленные косвенные признаки алмазности территории, может рассматриваться наличие древних рифтовых зон, одним из примеров которых может служить Сетте-Дабанский палеорифт (Сетте-Дабанская тектоническая зона). Наиболее благоприятны плечевые части подобных рифтов и Сетте-Дабанского палеорифта в частности, испытывавшие наибольшие дифференцированные блоковые перемещения, и разломы глубинного (мантийного, мантийно-корового) заложения, как продольные по отношению к современным структурам региона, так и менее выраженные диагональные и поперечные.

Неотектонический и геоморфологический факторы влияют на размещение россыпного золота и определяются двумя группами процессов: 1) определяющими распространение, денудацию и сохранность его коренных источников; 2) определяющими распределение, перераспределение и сохранность самого золота.

Первичные коренные источники россыпного золота в пределах минерагенических зон разные. В Кыллахской минерагенической зоне ими служат пиритизированные слабозолотоносные осадочные толщи рифея (керпыльской, аимчанской подсерий), а также согласные золоторудные кварцевые жилы в пионерской свите хандинской серии Светлинского проявления и, возможно, другие уничтоженные эрозией источники.

Для Сетте-Дабанской минерагенической зоны – это минерализованные измененные дайки долеритов сеттедабанского комплекса и слабозолотоносные кварцево-карбонатные жилы и жильные зоны среди нижнепалеозойских

отложений, а также черносланцевые металлоносные пиритизированные породы акринской свиты нижнего – среднего кембрия.

В пределах Аллах-Юньской зоны – это кварцевые жилы и жильные зоны с сульфидами в пиритоносных терригенных отложениях карбона и перми.

Важным этапом образования россыпей явилось формирование кор выветривания. На площади листа проявились две эпохи корообразования: позднемеловая–палеогеновая и позднемiocен-раннеплейстоценовая. В это время происходило отделение золота от элементов-спутников, и шлиховые ореолы золота не сопровождаются геохимическими ореолами элементов, сопутствующих ему в коренных проявлениях. Остатки кор позднеплиоценового возраста установлены на плоских водоразделах с абс. отм. 1100–1200 м.

Наложение линейной коры выветривания на зону Светлинского разлома, пересекающую золотоматеринские пиритоносные толщи пионерской, талынской, светлинской свит, обусловило образование локальной депрессии с интенсивным окислением пиритизированных толщ в неоген-раннечетвертичную эпоху корообразования.

Влияние процессов денудации и эрозионного вреза проявилось в пределах Хандинского золоторудно-россыпного узла в образовании россыпей по ручьям Суордах, Ялан, Аринда, Бурундук, Кикнур. Их размещение контролируется южным ограничением меридиональной приразломной депрессии на продолжении отрезка нижнего течения р. Бурхала.

Еще одним важным фактором, влиявшим на распределение промышленных россыпей золота, явилась ледниковая деятельность, центрами которой были выходы гранитных массивов на левобережье р. Аллах-Юнь к северо-востоку–востоку от изученной территории. Признаки оледенения сохранились на водоразделах левобережья р. Ханда (Белая) на высотах 800–950 м. Отчетливее всего проявлены следы более молодого оледенения, которое способствовало захоронению части россыпи руч. Суордах близ устья его палеодолины. Среднечетвертичное оледенение развивалось в условиях отличного от современного рельефа и иного рисунка речной сети. На площади Бурхалинской золоторудно-россыпной зоны и Хандинского золоторудно-россыпного узла ледниковая деятельность проявилась слабо, ее следы почти уничтожены последующей эрозией. Ледниковая деятельность способствовала и захоронению доледниковых и межледниковых золотоносных россыпей (Белая – IV-6-59, Светлый – IV-6-64, Чалбык – V-6-6, Суордах – V-6-12, V-6-23, Оночалах – V-6-18, Хатын-Юрях – V-6-37, Хочулукал – V-6-50, Анакчан – V-6-85 и др.). Роль местных ледников наиболее отчетливо проявлена в палеодолине р. Ханда (Белая). Когда произошло перегораживание части долины реки, она прорезала себе новое русло. При этом, очевидно, произошло захоронение предполагаемой палеороссыпи по руч. Светлый. Сходная ситуация наблюдалась в приустьевой части руч. Суордах, где ледник, двигавшийся от верховьев р. Ханда (Белая), перекрыл его палеоустье и тоже захоронил россыпь.

Последледниковый эрозионный врез составил, по оценкам исследователей [Кропачев и др., 2004ф] 300–450 м. В руслово-пойменном аллювии современной речной сети заключено около 80 % запасов россыпного золота территории. Русловые и террасовые россыпи являются результатом длительного формирования и неоднократного переотложения на новые, более низкие уровни.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ И ОЦЕНКА МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОГО ПОТЕНЦИАЛА

Неоднородность проявления в пространстве и времени рудообразующих процессов, привязанных к определенным тектоническим структурам, обусловила в пределах вышеуказанных провинций выделение минерагенических зон, областей, районов, а также рудных узлов и зон.

Нефтегазоносность на территории листа связывается с двумя структурно-вещественными комплексами: рифейским–нижнепалеозойским и верхнепалеозойским–мезозойским и имеет собственное районирование. В контур листа входят фрагменты двух нефтегазоносных областей: Предверхоянской (6 Н,Гз/Р-К₁), относящейся к Хатангско-Вилуйской нефтегазоносной провинции и прогнозируемой Северо-Алданской (7 Н,Гз/RF-PZ), принадлежащей к Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции.

Перспективы рифейско-нижнепалеозойского комплекса в Северо-Алданской ПНГО подтверждаются признаками нефтегазоносности, полученными при испытании разведочных скважин, наличием зон и ловушек для нефтегазонакопления, верхнепалеозойско-мезозойского комплекса в Предверхоянской НГО – единичными признаками нефтегазоносности в границах листа, единичными газопроявлениями в границах области к северо-западу от листа (Китчанское на правом берегу р. Лена) и выявленными на левобережье р. Лена месторождениями газа и признаками нефтегазоносности в схожей геологической ситуации в Вилуйской НГО в границах провинции. Прогнозная плотность УУВ ресурсов составляет от 3 до 10 тыс. т /км² по рифейскому, вендскому, верхневендско-нижнекембрийскому, кембрийскому, пермско-триасовому и юрскому резервуарам [Микуленко и др., 2004ф; Григорьева и др., 2008ф, 2010ф, 2012ф, 2014ф].

Хатангско-Вилуйская нефтегазоносная провинция

Предверхоянская нефтегазоносная область (6 Н,Гз/Р-К₁) расположена на севере, северо-западе площади и охватывает восточную часть одноименного краевого прогиба. Единичные прямые признаки нефтегазоносности (метан, тяжелые углеводороды, маслянистые битумы) здесь установлены в меловых отложениях по результатам бурения Нижнеалданской и Ивановской скважин. Количественная оценка перспектив нефтегазоносности в пределах территории листа не проводилась.

Лено-Тунгусская нефтегазоносная провинция

Северо-Алданская прогнозируемая нефтегазоносная область (7 Н,Гз/RF-PZ) занимает большую часть территории листа. На севере она граничит с Предверхоянской нефтегазоносной областью, а восточная ее граница проходит вдоль восточной рамки листа, и учитывая что здесь на потенциально продуктивные рифейские и венд-кембрийские отложения со значительным перекрытием по латерали надвинуты (Кыллахский и Окраинный надвиги) палеозойские комплексы Сетте-Дабанской тектонической зоны, эта граница проведена внутри последней и поэтому не совпадает с границей области, отраженной на сосед-

нем листе – О-53. Наличие продуктивных горизонтов на этой территории предполагались ранее по аналогии с известными нефтегазоносными районами Сибирской платформы и по геофизическим данным [Бабаян, 1973] на глубине свыше 4000 м.

Современные сведения о нефтегазоносности территории области на площади листа основываются на результатах бурения Мокуйской, Хочомской, Хандыгской и Усть-Майской скважин*. Ими вскрыты отложения мела, юры, кембрия, венда и рифея. На территории листа для изучения геологического строения северо-восточной части области проведены гравиметрические, электроразведочные, геохимические и сейсморазведочные работы [Григорьева и др., 2008ф, 2010ф, 2012ф, 2014ф]. По их результатам выделено 16 потенциально перспективных на нефть и газ площадей.

Прогнозная оценка области сделана по кембрийскому, вендскому и рифейскому резервуарам [Микуленко и др., 2004ф]. Расчетная прогнозная плотность УУВ ресурсов составляет 5 тыс. т/км².

Оценка ресурсов категории D₁ (лок.) имеет авторский характер и выполнена до введения новой классификации запасов и ресурсов нефти и газа (2016 г.). Она основана на результатах работ 2007–2014 гг. с учетом сложившегося нефтегазогеологического районирования территории и проведена по локальным структурам и структурно-тектоническим блокам, с использованием различных отражающих горизонтов в пределах площадей подсчета. Оценка выполнена на каждую из 16 перспективных площадей. Авторские прогнозные ресурсы УУВ [Григорьева, 2008ф, 2010ф, 2012ф, 2014ф] категории D₁ (лок.) в сумме составляют 372,55 млн т (табл. 31).

Восточно-Сибирская минерагеническая провинция

На территории листа расположена юго-восточная часть провинции, включающая фрагмент Ленского угольного бассейна.

Ленский угольный бассейн (8 УК, УБ/Јз-К₁) в пределах площади листа представлен четырьмя районами: Хандыгским, Томпо-Тумаринским, Нижнеалданским и Якутско-Кангаласским [Степанов и др., 1991ф]. Все районы, кроме Хандыгского, относятся к рангу прогнозируемых.

Томпо-Тумаринский прогнозируемый угольный район (8.1 УК, УБ) попадает на площадь листа своей восточной частью. Он расположен на правом берегу р. Алдан в бассейнах его притоков – от р. Томпорок до р. Тукулан. На этой площади известно около 10 проявлений каменного угля (р. Барыйы (I-2-10) и др.) и три проявления бурых углей: (Нижнеградьгское (I-1-5), левый борт р. Вост. Градыга (I-2-9) и левый борт р. Арга-Делинне (I-3-7). Прогнозные ресурсы каменного угля района категории Р₃ в пределах площади листа учтены СПР [Сводка ..., 2017э] и составляют 4,8 млрд т.

* Нижнеамгинской скв. 1 в долине р. Амга, на границе листов Р-53 и Р-52 в известняках среднего кембрия обнаружена вязкая нефть, а в породах породы – обильная капельножидкая нефть. В мергелях и доломитизированных известняках нижнего рифея отмечается битуминозность. В отложениях венда установлены многочисленные нефтебитумопроявления. В доломитах юдомской свиты обнаружена желтовато-бурая жидкая нефть, свободно выделяющаяся с пузырьками газа после подъема керн на поверхность.

Прогнозные ресурсы УУВ (D₁ лок.) нефти и газа территории листа Р-53

Номер на схеме	Название объекта	Тип объекта	Площадь объекта, км ²	Прогнозные ресурсы D ₁ (лок.) УУВ, млн т	Источник по списку литературы
1	Восточно-Томпонская 1	Локальная структура	327	4,68	Григорьева Т. И., 2012ф
2	Восточно-Томпонская 2	Локальная структура	459	13,77	Григорьева Т. И., 2012ф
3	Верхне-Томпорокская	Локальная структура	283	4,05	Григорьева Т. И., 2012ф
4	Сытыгинская	Локальная структура	643	26,72	Григорьева Т. И., 2012ф
5	Алданская	Локальная структура	2635	По венд-кембрийскому резервуару 1,36	Григорьева Т. И., 2014ф
6	Усть-Мильская	Локальная структура	1484	По венд-кембрийскому резервуару 0,6	Григорьева Т. И., 2014ф
7	Джукелянская	Локальная структура	1197,2	По венд-кембрийскому резервуару 9,27	Григорьева Т. И., 2014ф
8	Мокуйская	Локальная структура	1197	По венд-кембрийскому резервуару 7,91	Григорьева Т. И., 2014ф
9	Нижнемайская	Локальная структура	217,7	По венд-кембрийскому резервуару 1,4	Григорьева Т. И., 2014ф
10	Хочомский блок	Структурно-тектонический блок	1993	По вендско-кембрийскому и рифейскому резервуарам 9,96	Григорьева Т. И., 2010ф

Номер на схеме	Название объекта	Тип объекта	Площадь объекта, км ²	Прогнозные ресурсы D ₁ (лок.) УУВ, млн т	Источник по списку литературы
11	Куолумский блок (I-II)	Структурно-тектонический блок	6041	По кембрийскому, вендскому и рифейскому резервуарам 18,12	Григорьева Т. И., 2010ф
12	Среднеалданский блок (I-II)	Структурно-тектонический блок	6431	По кембрийскому вендскому и рифейскому резервуарам 32,15	Григорьева Т. И., 2010ф
13	Кыллахский надвиг – R. (Кыллахский и Кербинский блоки)	Структурно-тектонический блок	3686	По верхнерифейскому резервуару 18,43	Григорьева Т. И., 2010ф
14	Майский выступ	Структурно-тектонический блок	7422	По рифейскому резервуару – 37,11, по кембрийскому и вендскому – 100,5. Всего 137,62	Григорьева Т. И., 2008ф
15	Рифейский резервуар	Структурно-тектонический блок	2284	По рифейскому резервуару 57,1	Григорьева Т. И., 2012ф
16	Эйбеке-Хаятинская зона надвига – R	Структурно-тектонический блок	1470	По зоне 29,4	Григорьева Т. И., 2012ф

Нижнеалданский прогнозируемый угольный район (8.2 УК,УБ) расположен южнее Томпо-Тумаринского района и также представлен своей восточной частью. Он приурочен к долине р. Алдан, включая приустьевые части его правых притоков и левые притоки – реки Татта, Баяга, Хаттыгы, Халыма, Хаттаня. Район объединяет 11 проявлений бурых углей и ряд проявлений каменного угля, часть из которых объединена в *Нижнеалданский прогнозируемый узел угленакопления* (8.2.1 УК,УБ), обособленный в междуречье Амга–Алдан. В пределах площади листа апробированные ресурсы каменного угля по району (ФГБУ «ВНИГРИуголь», протокол № 5 от 26.02.2012 г.) по категориям составляют (млн т): 5170 (P_1), 4421 (P_2), 195,76 (P_3), в том числе по Нижнеалданскому узлу: 807 (P_1); 582 (P_2). Ресурсы бурого угля Нижнеградыгского проявления составляют по категории P_1 – 175 млн т.

Хандыгский угольный район (8.3 УК,УБ) занимает восточную окраину Ленского угольного бассейна в пограничной зоне с Верхояно-Колымской минерагенической провинцией. Это наиболее изученный и перспективный район. Он включает в себя четыре месторождения каменного угля: Нижне-Туматское (II-6-61), Джебарики-Хая (III-4-14), Надежда (III-5-6), и Гербы-Луговое (III-5-8), а также около 20 углепроявлений в терригенных угленосных формациях верхней юры и нижнего мела. В непосредственной близости от Нижне-Туматского (II-6-61) месторождения выявлены углепроявления, объединяемые в Туматскую перспективную площадь. Кроме запасов, разведанных на площади месторождения, на этой площади подсчитаны авторские прогнозные ресурсы P_{1+2} в 150 млн т каменного угля [Государственная..., 1998]. Апробированные прогнозные ресурсы энергетических каменных углей района составляют по категориям (млн т): 2145 (P_1); 4439 (P_2), 21 103 (P_3) [ФГБУ «ВНИГРИуголь», протокол № 5 от 26.02.2012 г.].

Акутско-Кангаласский прогнозируемый угольный район (8.4 УК,УБ) расположен в юго-восточной части Ленского бассейна. Он занимает центральную часть площади листа, входя в нее своей восточной частью, охватывает бассейны левых притоков р. Алдан, включая верховья рек Татта и Амга, а также левых притоков р. Коулума. Район представлен несколькими проявлениями каменного и бурого угля. Основные перспективы связаны с месторождением Харбалахское (III-3-13), приуроченным к верхнеюрским породам берегинской свиты и с расположенными в непосредственной близости тремя проявлениями каменного угля и двумя проявлениями бурых углей. Апробированные прогнозные ресурсы района по каменному углю в пределах площади листа составляют по категории P_3 110 029 млн т (ФГБУ «ВНИГРИуголь», протокол № 5 от 26.02.2012 г.).

Общая прогнозная оценка Ленского угольного бассейна по всем районам в границах листа включает запасы (430,28 млн т) на известных месторождениях и проявлениях по каменному углю и прогнозные ресурсы всех категорий (млн т): 7315 (P_1), 8860 (P_2), 136131,21 (P_3), а по бурому – 175 млн т (P_1).

Верхояно-Колымская минерагеническая провинция

К Верхояно-Колымской минерагенической провинции, соответствующей одноименной складчатой области, принадлежит более 40 % территории. На

площади листа она разделяется на пять минерагенических зон: Западно-Верхоянскую, Сетте-Дабанскую, Кыллахскую, Менкюленскую и Аллах-Юнскую. Две последние образуют Южно-Верхоянскую мегазону.

Западно-Верхоянская полиметаллически-золото-серебруродная минерагеническая зона (1 Ag,Au,Pb,Zn/C-P) представлена своей южной частью на северо-востоке территории листа. В ее пределах рудные объекты цинка, свинца, меди и золота связаны с незначительными по параметрам гидротермальными позднепалеозойскими образованиями и являются пунктами минерализации. Насыщенность зоны мелкими жильными телами, несущими преимущественно телетермальную свинцово-цинковую минерализацию, предполагает наличие стратиформного полиметаллического оруденения на глубине. Многочисленные пункты минерализации золота свидетельствуют о принципиальной золотоносности зоны, перспективы которой до настоящего времени не ясны. Южная граница зоны традиционно проводится по взбросам и надвигам, отделяющим ее от Приверхоянского прогиба.

Сетте-Дабанская золото-редкометалльно-редкоземельно-меднорудная минерагеническая зона (2 Cu,TR,Nb,Au/V-C₁) расположена юго-западнее Западно-Верхоянской зоны, от которой ее отделяет северная ветвь регионального Бурхалинского разлома. Она полностью соответствует одноименной тектонической зоне. Крайний разлом служит западной границей Сетте-Дабанской минерагенической зоны. На востоке и севере характеризуемая зона граничит с Аллах-Юньской, граница с которой проводится по подошве овлачанской и хатынахской свит нижнего карбона. На отдельных участках восточная граница проходит по отрезкам Менкюленского и Аллах-Юньского региональных разломов.

Сетте-Дабанская зона отвечает площади распространения сложнодислоцированных пород вендско-раннекаменноугольного возраста. Ее строение характеризуется чешуйчато-надвиговыми дислокациями карбонатных и терригенно-карбонатных комплексов, инъецированных многочисленными палеозойскими малыми интрузиями долеритов. Здесь преобладают полезные ископаемые: медь, золото, тантал, ниобий, редкие земли. Свинец, цинк, сурьма, ванадий, фосфориты и барит – в меньшем количестве. Медное оруденение фиксируется на всем протяжении зоны, но максимальная концентрация меди отмечается в ее северной части.

В пределах зоны выделены в качестве прогнозируемых два рудных района и одна рудоносная зона.

Менкюленский гипсоносный баритово-меднорудный район (2.1 Cu,ba,g) объединяет Джалканский меднорудный прогнозируемый узел (2.1.1 Cu) и проявление Кубулуння (I-6-6).

Перспективы Джалканского узла связываются с двумя типами стратиформного медного оруденения: девон-нижекарбоновыми медистыми песчаниками и меденосными базальтами. Медистые песчаники представлены проявлениями: Курпанджинское (I-5-22), Последнее (I-5-21) и Придорожное (I-5-20); меденосные базальты – проявлением Джалкан (I-5-15).

В целом прогнозная оценка меди Менкюленского района складывается из авторских прогнозных ресурсов Джалканского узла и рудопроявления Кубу-

луння и составляет по разным категориям (тыс. т): 401 (P₁); 323 (P₂); 644,5 (P₃).

Восточно-Сеттедабанская золото-мышьяк-сурьмяно-медная прогнозируемая рудоносная зона (2.2 Cu,Sb,As,Au) представлена только своим северо-западным флангом, в контур которого на территории листа входит северо-западный фланг Сендученской прогнозируемой золото-мышьяк-сурьмяной рудной зоны (2.2.1 Sb,As,Au) и ряд самостоятельных комплексных рудопроявлений, в том числе рудопроявлений гипса и ангидрита.

Основные перспективы связаны с рудопроявлением Росомаха (П-6-39), которое по меди может оцениваться как прогнозируемое среднее месторождение с попутным золотом и серебром. Прогнозная оценка сурьмяного оруденения основана на ресурсах Хамамытского проявления (Сендученская рудная зона) и самостоятельного проявления Яшка, на котором (кроме того) оценены ресурсы ртути. Прогнозная оценка гипса и ангидрита сосредоточена на месторождении Малая Росомаха и проявлении Большая Росомаха.

Кроме того, перспективы рудной и россыпной золотоносности Восточно-Сеттедабанской рудоносной зоны связаны с двумя шлиховыми ореолами, образованными за счет разрушения пропилитизированных даек долеритов девонско-раннекарбонového возраста.

Таким образом, количественная оценка прогнозных ресурсов меди по Восточно-Сеттедабанской прогнозируемой рудоносной зоне составляет по категориям (тыс. т): 9,3 (P₂) и 180 (P₃), сурьмы – 3,48 (P₂), ртути – 0,003 (P₂), золота – 0,5 т (P₂), серебра (т): 96,3 (P₂) и 50 (P₃). В оценке ресурсов сурьмы большая часть (3,3 тыс. т) локализована в контуре Сендученской рудной зоны на Хамамытском рудопроявлении. Запасы и прогнозные ресурсы гипса и ангидрита по рудоносной зоне соответственно составляют (млн м³): 6,2; 4,23 (P₁) и 12 (P₂).

Центрально-Сеттедабанский прогнозируемый золоторудно-россыпной район (2.3 Au) в пределах изученной территории тоже представлен своей западной частью и соответственно тоже западным флангом *Саккырырской прогнозируемой золоторудной зоны (2.3.1 Au)* с несколькими пунктами минерализации в пропилитизированных дайках долеритов. Прогнозная оценка района и зоны в пределах листа не производилась.

Вне рудоносных зон и рудных районов в Сетте-Дабанской минерагенической зоне выделено три прогнозируемых руднороссыпных узла (Тыры-Онеллинский, Хандинский и Улахан-Бамский) и прогнозируемые Бурхалинская руднороссыпная и Лединская рудная зоны.

Тыры-Онеллинский прогнозируемый золоторудно-россыпной узел (2.0.1 Au) объединяет проявления Тунное и Таборное, а также россыпи и шлиховые потоки золота в бассейне верхнего течения р. Онелло и по правым притокам р. Тыры. Узел перспективен на обнаружение золоторудных объектов «сухоложского» типа (золотоносная черносланцевая формация [Методическое..., 2015] – золото-платинометалльно-сульфидная формация в углеродистых сланцах [Государственная..., 2010]). Золотоносные пропилитизированные дайки долеритов сеттедабанского комплекса с кварцево-карбонатными жилами располагаются среди динамометаморфизованных алевролитово-известняковых (калькаренитовых) формаций нижнего ордовика (атырбахская

и саккырырская свиты) и контролируются широкой зоной меридионального Бурхалинского регионального разлома, отраженного в осадочном чехле скрытыми сквозными региональными долгоживущими разрывными нарушениями. Сульфидизированные карбонатные и терригенно-карбонатные отложения атырбахской и саккырырской свит метаморфизованы до хлоритово-серицитовой субфации и содержат кластогенное золото. Они смяты в складки различных порядков и осложнены многочисленными разломами различной (в основном субмеридиональной) ориентировки. Наблюдаются проявления процессов динамотермального метаморфизма и метасоматоза.

Геологическими предпосылками для прогнозирования оруденения являются существование уровней, благоприятных для избыточного накопления сингенетичных хемогенного и кластогенного золота [Зубков и др., 1991ф; Зифринг и др., 1991ф], установленные в пределах площади шлиховые потоки золота, его россыпи и геохимические аномалии; золотоносные дайки долеритов; широкое развитие кварцево-карбонатных жил и прожилков с тонкой вкрапленностью пирита. Наличие золотоносного уровня установлено среди сближенных среднепалеозойских даек долеритов, проработанных кварцевыми прожилками («сухоложский» тип). Прогнозные ресурсы этого типа в границах Тыры-Онеллинского узла на одноименной перспективной площади апробированы ФГУП «ЦНИГРИ» по категории Р3 в 90 т. Прогнозная оценка для россыпного золота на площади узла включает запасы золота на известных россыпях (0,147 т) и ресурсы категорий Р₁ (0,015 т) и Р₂ (1,596 т).

Бурхалинская прогнозируемая золоторудно-россыпная зона (2.0.2 Аи) охватывает долину одноименной реки с притоками на протяжении 60 км и проецируется зоной регионального Бурхалинского разлома, к которой приурочены золотоносные дайки долеритов. В контур зоны входит Левонаталинское проявление коренного золота и ряд россыпей, большая часть из которых частично отработана.

Прогнозная оценка зоны складывается из суммы остаточных запасов золота в известных россыпях (0,068 т) и прогнозных ресурсов золота категории Р₂ на Левонаталинском проявлении (10 т) [Додин и др., 1986ф].

Хандинский золоторудно-россыпной узел (2.0.3 Аи) расположен в бассейне р. Ханда (Белая), где известны мелкие, частью отработанные, россыпи – Суордах, Бурундук, Аринда, одно проявление (Сетанья) и ряд пунктов минерализации, приуроченных к пропилитизированным дайкам долеритов с кварцево-карбонатными прожилками.

Прогнозная оценка узла основана на запасах (0,164 т) и прогнозных ресурсах категории Р₂ (0,98 т) золота в известных россыпях и авторских ресурсах рудного золота категории Р₂ проявления Сетанья (17,4 т) [Сагир и др., 1991ф].

Лединская ниобий-редкоземельная прогнозируемая рудная зона (2.0.4 TR,Nb) представляет собой субмеридиональную полосу близкорасположенных рудных объектов редкометалльно-редкоземельной карбонатитовой рудной формации, связанных с лединским и левосахаринским комплексами. В северной части зоны известно три проявления редких металлов – Гек, Трубка, Воин и редкоземельное проявление Батрак, а также ряд пунктов минерализации, вторичные геохимические ореолы и потоки. В южной части зоны – проявление ниобия Поворотное, а также редкоземельно-ниобиевое проявление Грач. Руд-

ная зона обладает также ресурсами фосфатного сырья (апатит) и в небольших количествах тантала, урана, меди и золота.

Основные перспективы рудной зоны связаны с пятью вышеперечисленными рудопоявлениями, из суммы прогнозных ресурсов которых складывается и общая прогнозная оценка узла (в том числе и впервые в рамках картосоставительных работ для настоящего комплекта). Оцененные прогнозные ресурсы ниобия, редких земель, тантала и фосфора представлены в прил. 2. Дополнительно по зоне оценены прогнозные ресурсы золота – 5,78 т (P_3) и меди – 18,92 тыс. т (P_2), полностью локализованные на рудопоявлении Метеор [Баланов и др., 1986ф], а также урана – 0,08 тыс. т (P_3) на проявлении Воин. Запасы Nb_2O_5 по категории C_2 в авторском варианте оценены в 105,46 тыс. т на проявлении Поворотное [Сагир и др., 1991ф].

Улахан-Бамский (Горноозерский) редкоземельно-редкометалльный рудно-россыпной узел (2.0.5 R,TR) заходит на территорию листа только северным краем. Известное в его пределах крупное месторождение ниобия Горноозерское расположено южнее рамки листа. На площади листа Р-53 выделен шлиховой ореол тория, циркония. Медное оруденение представлено двумя пунктами минерализации: VI-6-101 и VI-6-105, связанными с позднерифейскими силлами долеритов. Вкрапленность халькопирита приурочена к кварцевым и кварцево-эпидотовым прожилкам. Содержание меди варьирует от 0,03 до 0,33 %, прогнозная оценка для узла на площади листа Р-53 не производилась.

Кроме перечисленных минерагенических таксонов, в оценку Сетте-Дабанской зоны включены самостоятельные рудопоявления Некчегун и Пихол, в которых локализованы прогнозные ресурсы (тыс. т): меди – 0,318 (P_2), свинца – 0,516 (P_2), цинка – 0,12 (P_2), сурьмы – 0,233 (P_2), ртути – 0,006 (P_2); серебра – 0,96 т (P_2), свинца и цинка без разделения – 0,306 (P_1).

Кыллахская редкоземельно-редкометалльно-полиметаллическая минерагеническая зона (3 Pb,Zn,Ge,Nb,TR/RF- C_3) полностью совпадает с одноименной тектонической зоной. Западной ее границей является система региональных надвигов (Эбейке-Хаятинский, Кыллахский, Нельканский), по которым она отделена от прилегающих частей Сибирской платформы. Окраинный разлом и южная часть Сетте-Дабанского разлома отделяют Кыллахскую зону от примыкающей к ней с востока Сетте-Дабанской минерагенической зоны. Это поле распространения рифейских, вендских и кембрийских терригенно-карбонатных пород. Минерагению Кыллахской зоны определяют стратиформное германий-свинцово-цинковое оруденение в карбонатной формации венда, и южнее площади ниобиево-редкоземельная минерализация в связи с щелочно-ультраосновным позднерифейским и нефелин-сиенитовым миаскитовым мезозойским магматическими комплексами. Второстепенные типы оруденения представлены золотом, фосфоритами, ванадиеносными сланцами, баритом, флюоритом, стратиформными концентрациями свинца, цинка, меди.

В пределах Кыллахской минерагенической зоны на площади листа выделены прогнозируемый Горностахский рудный район, включающий Светлинский рудный узел, а также Курунгский (Сарданский) рудный узел и Кочелкуанская рудная зона. В восточной части зоны вдоль восточной границы Горностахского района установлен ряд пунктов минерализации (V-6-14, 21, 28, 43)

и Начарское проявление меди (V-6-47) осадочного генезиса формации медистых песчаников.

Горностахский прогнозируемый полиметаллически-барит-железо-золоторудный район (3.1 Au, Fe, Ba, Pb, Zn) охватывает площадь одноименной антиклинали. Он объединяет ряд проявлений и пунктов минерализации черных и цветных металлов, золота, барита, флюорита и мраморов, локализованных в рифейских отложениях.

В центральной части района выделяется *Светлинский золоторудно-россыпной узел (3.1.1 Au)* с золоторудными проявлениями Светлинское и Левый Мастах, а также проявлениями железных руд Малютка (IV-6-70) и барита Трехгорка (IV-6-47). Узел оконтуривается шлиховым ореолом золота и содержит ряд золотых россыпей, включая отработанную крупную Светлинскую россыпь и россыпи ручьев Мускель и Мастах. Прогнозные ресурсы коренного золота категории P₃ для Светлинского узла оценены впервые в процессе настоящих исследований в 18,8 т (апробированы ФГБУ «ВСЕГЕИ»).

В северной и западной частях рудного района находятся полиметаллические проявления Димское (IV-6-34), Горностыль (IV-6-38), Харыйалахское (IV-5-17), Лимонитовый (V-5-1) и Наледный (V-5-3), образующие полосу стратиформного свинцово-цинкового оруденения в карбонатных толщах. В северной части района установлены два проявления жильных медно-свинцово-цинковых руд Краснохолмское (IV-6-46) и Северный (IV-6-30). В пределах района известны также проявления барита Мастахское (V-6-16), флюорита – Дугинское (V-6-15) и мраморов – Лесное (IV-6-43) и Саларское (IV-6-44).

Прогнозная оценка Горностахского рудного района складывается из суммы запасов (0,139 т) и ресурсов золота категории P₂ в известных россыпях (0,24 т), прогнозных ресурсов рудного золота проявления Светлинское по категориям (т): 2,9 (P₁), 0,5 (P₂), 7 (P₃), барита – 0,181 тыс. т (P₂) и флюорита – 4 млн т (P₂) проявлений Мастахское, Дугинское и Светлинского узла. Вся прогнозная оценка района по золоту связана с ресурсами разных категорий Светлинского рудно-россыпного узла.

Курунгский (Сарданский) полиметаллический рудный узел (3.0.2 Pb, Zn) локализован на границе с листом О-53 и большей частью относится к последнему. На площади листа он представлен большей частью месторождения Сардана (VI-5-19), проявлением Перевальное (VI-5-13), еще тремя проявлениями и геохимическим ореолом цинка.

Всего по рудному узлу на территории листа прогнозные ресурсы составляют по категориям (тыс. т): цинка – 557,4 (P₁) и 3496 (P₂); свинца – 353,1 (P₁) и 1194,2 (P₂); свинца и цинка без разделения – 43 (P₁), кадмия – 5,95 (P₁) и 2,06 (P₂), германия – 1,43 (P₁) и 0,3 (P₂), а также серебра (т): – 679 (P₁) и 400 (P₂).

Кочелкуанская прогнозируемая ванадий-фосфоритовая рудная зона (3.0.1 Ф, V) выделена в северо-восточной части Кыллахской минерагенической зоны в бассейне руч. Сытыган. На северном замыкании и по восточному крылу Горностахской антиклинали в нижней, фосфоритоносной части разреза выделяется горизонт мощностью до 20 м с содержанием ванадия 0,01–0,15 % и цинка – до 0,2 % [Государственная..., 1998]. Рудоносный горизонт прослеживается к югу на 100 км [Горлова и др., 2005ф], в отдельных пробах определено до 0,63 % ванадия. Это наиболее изученная и перспективная

часть полосы выходов кремнисто-аргиллитово-известняковой углеродистой формации нижнего–среднего кембрия с горизонтами фосфоритов и ванадие-носных сланцев, для которых посчитаны авторские прогнозные ресурсы (P_3) ванадия – 0,5 тыс. т и пятиокиси фосфора – 12,5 млн т [Государственная..., 1998; Горлова и др., 2005ф], которые вместе с прогнозными ресурсами фосфора Правосуджинского проявления (P_2 – 1,5 млн т) и являются всей прогнозной оценкой Кочелкуанской зоны.

Кроме перечисленных минерагенических таксонов, в общую оценку Кыллахской минерагенической зоны включены самостоятельные проявления Кюбюнде и Джанкы, на которых локализованы прогнозные ресурсы категории P_2 (тыс. т): свинца – 34,073, цинка – 34,094, свинца и цинка без разделения – 37.

Южно-Верхоянская мегазона в составе Верхояно-Колымской провинции соответствует Аллах-Юньской тектонической зоне Южно-Верхоянского орогенного пояса. Мегазона включает фрагменты Менкюленской (на северо-востоке) и Аллах-Юньской (на юго-востоке) минерагенических зон.

Менкюленская сурьмяно-золоторудная минерагеническая зона (4 Au, Sb/C₂-T) расположена на северо-востоке изученной территории и представлена своим западным, относительно малоизученным замыканием. В пределах зоны выделяется один прогнозируемый сурьмяно-золоторудный узел.

Хохсолохский прогнозируемый сурьмяно-золоторудный узел (4.0.1 Au, Sb) находится на крайнем северо-западе зоны и включает одноименное золото-сурьмяное проявление (I-5-4), а также ряд близрасположенных однотипных проявлений, приуроченных к зоне дробления в алевролитовой каменноугольной формации (экачанская свита) в сводовой части Ольчанской антиклинали. В основу прогнозной оценки узла по золоту и сурьме положены прогнозные ресурсы категории P_2 Хохсолохского проявления – соответственно 10 т и 15 тыс. т. По мнению ряда исследователей, оценка ресурсов всего рудного поля, вероятно, может дать их удвоение [Государственная ..., 1996].

Аллах-Юньская золоторудная минерагеническая зона (5 Au/C-P) соответствует южной части одноименной тектонической зоны. Она охватывает территорию, где развиты терригенные позднепалеозойские породы преимущественно аргиллит-алевролитового состава.

Зона характеризуется развитием золотого оруденения гидротермально-метасоматического генезиса, сформированного в процессе интенсивных мезозойских деформаций терригенных пород. Большинство золоторудных объектов локализованы в южной части зоны, в поле наиболее широкого распространения существенно глинистых пород позднекаменноугольного возраста. Среди них наиболее продуктивным стратиграфическим уровнем являются алевролит-песчаниковые пачки суркечанской свиты. Золотоносные россыпи располагаются вблизи коренных золоторудных объектов. Не представляющие промышленного интереса пункты минерализации меди, свинца, цинка и сурьмы приурочены к карбоновым – нижнепермским отложениям, наиболее широко распространенным в северной части зоны.

В пределах южной части Аллах-Юньской золоторудной минерагенической зоны выделяются два района: Аллахско-Халыинский и Аллах-Юньский.

Аллахско-Халыинский золоторудный район (5.1 Au) на территории листа представлен своей южной половиной, большую часть которой охватывает

Селляхско-Хотунский золоторудный узел (5.1.1 Au), структура которого характеризуется серией кулисообразных синклиналей, сложенных позднекаменноугольно-пермскими породами. На их крыльях обнажается верхнекаменноугольная суркечанская свита, вмещающая основную часть золотого оруденения. Месторождения золота представлены субсогласными кварцевыми жилами («оночалах-дуэтский» тип – золоторудная кварцевая формация) и локализованы в нижней песчаниковой пачке свиты вблизи зон Кидерикинского и Аллах-Юньского разломов. Выделяется четыре структурно-морфологических типа кварцево-жильной минерализации: 1) согласные жилы, 2) продольные жилы и жильные зоны, 3) секущие жилы и жильные зоны, 4) минерализованные зоны дробления.

В прогнозную оценку узла по рудному золоту включены запасы трех месторождений (Оночалах, Буларское, Хатынское (Хотунское) (9,176 т) и прогнозные ресурсы проявлений Средний Оночалах, Хочулукан (Осеннее), Бахая, Золотой, Арсенал, составляющие по категориям (т): 11,8 (P₁), 31,98 (P₂) и 4,71 (P₃). В общей оценке узла по золоту, кроме того, учтены его запасы и прогнозные ресурсы в россыпях, составляющие соответственно (т): 2,176; 0,178 (P₁) и 0,311 (P₂).

Аллах-Юньский золоторудно-россыпной район (5.2 Au) расположен южнее Аллахско-Халыинского. Он включает Анакчанский прогнозируемый узел, Минорскую и Ыныкчанскую прогнозируемые зоны, а также Юрско-Бриндакитский узел.

Анакчанский прогнозируемый золоторудный узел (5.2.1 Au) на территории листа Р-53 представлен своим южным окончанием, в пределах которого изучено проявление Татьянаино (V-6-83) с прогнозными ресурсами категории P₂ – 1,914 т, которые и составляют общую оценку узла в пределах площади листа.

Минорская прогнозируемая золоторудно-россыпная зона (5.2.2 Au) контролируется зоной одноименного регионального разлома и содержит ряд проявлений золоторудной кварцевой формации в песчаниках суркечанской и халыинской свит. Она представлена зоной смятия шириной 3–6 км, прослеживаемой более чем на 65 км от руч. Бам до Таллалах-Кулахинского междуречья. Зона расчленена на узкие, лентовидные в плане блоки, ограниченные взбросами. Центральным из них является Минорский, отделяющий западную часть зоны с запрокинутыми залеганиями и изоклиальной складчатостью от восточной – с асимметричными складками. Породы интенсивно тектонизированы и метаморфизованы до зеленосланцевой и местами до эпидот-амфиболитовой фаций. Разнокомпетентные слои нередко разорваны, смещены относительно друг друга и превращены в тектонолинзы. Широко проявлены кливаж, будинажные структуры, плейчатость. Осадочные породы обычно преобразованы в разнообразные сланцы и кварциты.

В зону смятия вовлечена верхнекаменноугольно-нижнепермская песчаниково-аргиллит-алевролитовая формация, содержащая потенциально рудоносные сульфидизированные пачки алевропелитов и контрастные по физико-механическим характеристикам горизонты пород, большое количество слабо-золотоносных кварцевых жил метаморфогенно-гидротермального происхождения. К ней приурочены головки многих промышленных россыпей с высо-

кой пробыностью золота. В пределах Минорской рудной зоны главные проявления – Ягодка (VI-6-35) и Коро (VI-6-47).

Перспективы Минорской зоны связываются с «сухоложским» типом оруденения (золотоносная черносланцевая формация [Методическое ..., 2015] – золото-платинометалльно-сульфидная формация в углеродистых сланцах [Государственная ..., 2010]. Исходя из структурных критериев, наиболее благоприятной является ее южная часть, отвечающая междуречью Мендель–Кулаха, где потенциально рудными телами могут являться интенсивно рассланцованные, сульфидизированные и окварцованные алевропелиты суркчанской свиты. Зона смятия Минорского разлома делает здесь резкий изгиб в западном направлении и сужается с 5–6 до 3 км. На участке изгиба, определяемого скрытым диагональным разломом, расположена россыпь руч. Минор (VI-6-41) и головка россыпи руч. Мендель (нижнее течение) (VI-6-19).

Минорская зона является источником крупнейших долинных и пойменно-русловых россыпей р. Аллах-Юнь и ее левых притоков, в том числе самой крупной (с учетом добытого за весь период отработки металла около 50 т) в пределах региона россыпи золота р. Аллах-Юнь (VI-6-1). Россыпи характеризуются высокой линейной продуктивностью – 750 кг/км и выше. Головки левобережных россыпей контролируются полосой выходов рудовмещающей толщи верхнего карбона – нижней перми и золоторудными проявлениями.

В прогнозную оценку Минорской зоны по рудному золоту (16,37 т) включены авторские прогнозные ресурсы проявления Ягодка категории P_2 (0,37 т) и рудного поля, его вмещающего, по категории P_3 в количестве 16 т [Кропачев и др., 2005ф]. Оценка золота в россыпях включает суммированные по всем участкам балансовые и забалансовые запасы золота в россыпи р. Аллах-Юнь – 16,184 т.

Ыныкчанская прогнозируемая золоторудно-россыпная зона (5.2.3 Au) располагается западнее Минорской. Она протягивается в субмеридиональном направлении согласно с общим простираем Аллах-Юньской минерагенической зоны и геологических структур на 50 км, при ширине 5–8 км от руч. Бам до левых притоков р. Мендель. Положение зоны определяется широким развитием здесь зон разломов и многочисленных продольно-секущих золоторудных кварцевых жил. Вмещающие породы метаморфизованы до зеленосланцевой фации. В пределах рудной зоны выявлен ряд проявлений золота: Звезда (VI-6-25), Грубый (VI-6-27), Звездочка (VI-6-32), Бас (VI-6-44), Прав. Коро (VI-6-49), Маринское (VI-6-59), Ыныкчан (VI-6-65) и Зоринское (VI-6-79) золоторудной кварцевой формации, которые локализованы в согласных и секущих кварцевых жилах, приуроченных к наталинской свите нижнего карбона. В пределах зоны по результатам геохимических работ с заверкой аномалий канавами выявлены и другие объекты той же формации [Данилов и др., 2007ф; Серебряков и др., 2014ф].

Ыныкчанская зона объединяет и крупные промышленные россыпи золота левых притоков р. Аллах-Юнь – рек Ыныкчан, Коро и др. Все они высокопродуктивные и контролируются верхнекаменноугольно-нижнепермской рудовмещающей толщей с полями рудопроявлений Маринское и Зоринское [Горлова и др., 2004ф].

В общую прогнозную оценку по рудному золоту для Ыныкчанской зоны включены прогнозные ресурсы разных категорий на известных проявлениях (т): 7,711 (P₁), 30,832 (P₂), и 65,6 (P₃). Кроме того, для выделенной в границах зоны *Аллахской перспективной площади* оценены ресурсы без категорий (металлогенические ресурсы) в количестве 134,3 т [Серебряков и др., 2014ф].

Юрско-Бриндакитский золоторудно-россыпной узел (5.2.4 Au) – наиболее продуктивный и изученный в рудном районе, выделен около южной рамки листа и включает в себя почти полностью отработанное месторождение Бриндакитское (VI-6-104) и рудопоявления Жила 141/4 (VI-6-96), Бамское (VI-6-97), устье Бриндакита (VI-6-98), Жила-118 (VI-6-99) и Жила Последняя (VI-6-102). Все объекты относятся к «оночалах-дуэтскому» типу и представлены согласными золотоносными кварцевыми жилами, локализованными в песчаниках суркечанской свиты. Ресурсы рудного золота узла далеко не исчерпаны и требуют доразведки [Горлова и др., 2004ф].

Перспективы узла связаны также с золотосульфидным оруденением. Они определяются следующими факторами: размещением его во фронтальной части позднемезозойской зоны гранитизации; приуроченностью к области влияния Минорского глубинного разлома; развитием терригенных толщ, метаморфизованных преимущественно до хлоритовой субфации зеленосланцевого метаморфизма; наличием разломов в ядрах крутых антиклиналей. Важной геологической предпосылкой является присутствие в осадочных породах и зонах минерализации дожилых сульфидов (пирита, арсенопирита), характеризующихся повышенной золотоносностью. Перечисленные особенности определяют благоприятные предпосылки на обнаружение объектов золотого оруденения «сухоложского» типа. Последнее подтверждается широким распространением в пределах узла продуктов железисто-магнезиального метасоматоза анкерит-сидеритового ряда и многочисленными аномалиями мышьяка во вторичных потоках рассеяния. Наиболее крупная из мышьяковых аномалий интенсивностью до 150–240 г/т установлена на смежной территории листа О-53.

Узел объединяет и богатейшие россыпи золота – рек Бам, Бриндакит и их притоков. Крупная отработанная долинно-террасовая россыпь р. Бам (VI-6-95) длиной более 12 км характеризовалась средней линейной продуктивностью 1220 кг/км [Горлова и др., 2004ф]. Источником россыпей является золотовмещающая верхнекаменноугольно-нижнепермская толща. Максимальная продуктивность россыпей зафиксирована на участках размыва промышленных золоторудных тел. Россыпи в основном отработаны.

Прогнозная оценка Юрско-Бриндакитского узла по рудному золоту основана на суммированных остаточных запасах Бриндакитского месторождения и авторских запасов на проявлениях Жила Последняя и Жила Шикарная (0,668 т); прогнозных ресурсах этих и других проявлений по категориям (т): 14,263 (P₁), 5,493 (P₂) и оценки узла 4,62 (P₃).

Общая оценка россыпной золотоносности Аллаха-Юньского района составляет по сумме всех запасов – 19,219 т, прогнозных ресурсов по категориям (т): 9,442 (P₁) и 5,855 (P₂).

Вне отраженных на карте таксонов минерагенического районирования оценены прогнозные ресурсы рудного золота для *Минорской перспективной*

площади (~5000 км²), в которую включены объекты золото-сульфидной формации Минорской и Ыныкчанской зон, а также Селляхско-Хотунского и Юрско-Бриндакитского узлов. В пределах этой площади протоколом № 6 «Якутскнедра» от 2.03.2007 утверждены прогнозные ресурсы категории Р₃ в количестве 572 т, в том числе исходя из площадной оценки 338,74 т листа Р-53 (~2961 км²). В такой оценке эти ресурсы отвечают сумме авторских прогнозных ресурсов всех категорий вышеперечисленных двух зон и двух узлов.

Далее приводится сводная оценка общего минерально-сырьевого потенциала по тем видам минерального сырья, которые для листа являются профилирующими. Общая оценка минерально-сырьевого потенциала территории по минерагеническим подразделениям приведена в прил. 2.

Горючие полезные ископаемые

Нефть и газ относятся к новым видам сырья в регионе и общая оценка их перспектив связана только с Северо-Алданской НГО, ресурсы которой оценены по 16 локальным структурам кембрийского, вендского и рифейского резервуаров [Микуленко и др., 2004ф] в 372,55 млн т УУВ [Григорьева и др., 2008ф, 2014ф].

Каменный уголь. Основные перспективы каменного угля определяются известными угольными и угленосными площадями. Прогнозные ресурсы на территории листа оцениваются по разным категориям (млн т): 7315 (Р₁); 8860 (Р₂) и 136 131 (Р₃). Каменный уголь в стоимостном выражении составляет в настоящее время основу как минерально-сырьевой базы, так и минерально-сырьевого потенциала территории.

Бурый уголь. На площади листа известно 19 проявлений бурого угля, однако основные перспективы в настоящее время связаны только с Нижнеградьским проявлением, прогнозные ресурсы категории Р₁ на котором в авторской оценке составляют 175 млн т [Камалетдинов и др., 1984ф].

Цветные металлы

Среди цветных металлов ведущая роль в минерально-сырьевом потенциале территории принадлежит меди, свинцу и цинку.

Медь. Основные перспективы меденосности территории связаны с тремя формационными типами руд: *медистых песчаников и сланцев; медно-кварц-сульфидной и медно-эпидотовой (медистых базальтов)*. Общее количество прогнозных ресурсов меди на территории листа, оцененных в авторских вариантах по разным категориям, составляет (тыс. т): 401 (Р₁), 239,541 (Р₂) и 950,5 (Р₃). Более 2/3 из них локализованы в Джалканском рудном узле.

Апробированных и утвержденных прогнозных ресурсов меди на площади листа нет.

Цинк, свинец. Основные ресурсы свинца и цинка площади листа содержатся в рудах стратиформного карбонатного типа, где важными попутными компонентами в них являются германий, кадмий и серебро. Они сосредоточены в пределах Курунгского (Сарданского) рудного узла Кыллахской минерагенической зоны. Руды характеризуются высокой извлекаемостью всех полезных компонентов, включая германий.

В целом по площади листа прогнозные ресурсы свинца и цинка по разным категориям составляют соответственно (тыс. т): 230,3 и 557,4 (P₁), 1394,59 и 4120,24 (P₂), кроме того, по свинцу и цинку без разделения – 43,306 (P₁) и 37 (P₂).

Редкие металлы (тантал, ниобий), редкие земли

Перспективы тантал-ниобиевых (с апатитом) и редкоземельных (иногда с торием) руд связаны с щелочноультраосновными и нефелин-сиенитовым миа-скитовым с карбонатитами магматическими комплексами и сосредоточены в пределах *Лединской прогнозируемой рудной зоны*. Редкоземельная рудная минерализация сопутствует тантал-ниобиевой в редкоземельно-редкометалльных проявлениях карбонатитовой рудной формации.

Прогнозные ресурсы Лединской рудной зоны составляют по разным категориям (тыс. т): Nb₂O₅ – 101,08 (P₁), 341,46 (P₂) и 359,03 (P₃); Ta₂O₅ – 1,224 (P₁), 0,8 (P₂) и 1,73 (P₃); редких земель (лантаноидов цериевой группы) – 1242,5 (P₂) и 455,78 (P₃). Оценка и апробация прогнозных ресурсов зоны по категории P₃ выполнена в результате настоящих исследований методом аналогии с Зиминско-Тангинским рудным узлом и, кроме перечисленных полезных ископаемых, учитывает P₂O₅ – 0,274033 млн т.

Перспективными на обнаружение невоскрытых ниобиеносных щелочно-ультраосновных массивов являются магнитные аномалии, известные к востоку от рудной зоны в бассейне рек Силур–Широкая и севернее, на левобережье р. Сахара. Они подлежат заверке с проведением комплекса геофизических работ.

Благородные металлы

В стоимостном выражении рудное и россыпное золото на территории листа занимает вторую позицию после каменного угля как по минерально-сырьевой базе, так и по минерально-сырьевому потенциалу.

Рудное золото. Промышленные запасы и ресурсы коренного золота принадлежат к двум рудным формациям: золоторудной кварцевой и золото-сурьмяной березитовой. Наибольшее число месторождений, проявлений и перспективных площадей относится к первой из них.

Подавляющее число перспективных объектов золоторудной кварцевой формации сосредоточено в Аллах-Юньской минерагенической зоне. Наиболее значительные ресурсы золота территории находятся в пределах Селляхско-Хотунского золоторудного узла и Аллах-Юньского золоторудно-россыпного района, где имеются разрабатываемые месторождения. Все они приурочены к песчаниковым пачкам суркечанской свиты верхнего карбона. Кроме того, существенная доля золота локализована в золото-кварцевых объектах Минорской и Ыныкчанской рудных зон, Светлинского золоторудного узла и в золото-сульфидных рудах узла. Менее значима роль золото-сурьмяных руд Хохсолохского рудного узла и попутного золота в редкометалльно-редкоземельных объектах Лединской зоны.

Общая оценка запасов рудного золота на территории листа составляет 10,24 т, прогнозных ресурсов по категориям (т): 36,674 (P₁), 108,985 (P₂) и 212,514 (P₃).

Россыпное золото. В пределах площади установлена 51 промышленная россыпь золота, в том числе по 14 крупных и средних россыпей, и 23 мелкие россыпи. Большинство из них считаются полностью отработанными. Кроме того, известно 26 непромышленных россыпей, часть из которых можно рассматривать как потенциально перспективные. Данные по россыпям золота территории, их запасам, состоянию разведанности и эксплуатации приведены в прил. 2.

В первую очередь внимания заслуживают наиболее крупные россыпи р. Аллах-Юнь и ее притоков (Аллах-Халыинский и Аллах-Юньский золоторудно-россыпные районы), относящиеся к различным морфологическим типам.

В целом на площади листа по россыпному золоту запасы составляют 21,913 т, прогнозные ресурсы по разным категориям (т): 9,635 (P₁) и 8,982 (P₂).

Дальнейший прирост ресурсов россыпного золота возможен при снижении кондиций за счет переоценки техногенных и непромышленных россыпей ручьев Аммонитовый, Крестовый, Серебряный, Сред. Сулаки, в устьях ручьев Хочулукан, Хотун-Юрях. Открытие новых мелких россыпей возможно в древнем тальвеге у левого борта долины р. Баатылы, где прогнозируется россыпь протяженностью до 3 км, при глубине залегания 10–15 м. Перспективными на промышленную золотоносность представляются водотоки, дренирующие территорию к югу от Анакчанского рудного узла в междуречье Талалах–Мендель.

Серебро. Промышленный интерес представляют концентрации серебра в комплексных цинково-свинцовых объектах на месторождении Сардана и на проявлениях Перевальное и Росомаха. В целом по площади листа прогнозные ресурсы серебра оценены по категориям (т): 679 (P₁), 497,3 (P₂) и 50 (P₃).

Остальные виды минерального сырья не играют ведущих ролей в минерально-сырьевом потенциале территории. Прогнозные ресурсы всех видов полезных ископаемых и вновь оцененных в ходе настоящих работ представлены в прил. 3 и 4.

ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ АЛМАЗОНОСТИ ТЕРРИТОРИИ

Первая оценка Южного Верхоянья и его отдельных частей на коренные месторождения алмазов была предпринята в 1970 г. К. К. Левашовым [Левашов, 1970]. Он впервые выделил на рассматриваемой территории девонский рифтогенный комплекс и, с учетом сходства слагающих его магматических пород с аналогичными образованиями алмазоносных районов бассейна р. Виллой, обосновал возможную алмазоносность хр. Сетте-Дабан. В дальнейшем эта оценка, основанная прежде всего на общегеологических, петрологических данных и дополненная новыми сведениями о существовании некимберлитовых алмазосодержащих пород, неоднократно подтверждалась автором вплоть до последних лет.

В 1986–1990 гг. при проведении крупномасштабных геологосъемочных работ на междуречье Ханда (Белая)–Аллах-Юнь под руководством А. В. Са-

гира [Сагир и др., 1990] в русловых отложениях рек Леда и Лев. Сахара были обнаружены хромшпинелиды и пикроильменит, характер окатанности зерен которых свидетельствовал об их незначительном переносе. Этим же автором на изученной территории были выявлены сильно измененные дайки девонских пикритов диатремы сиенитов и вулканические брекчии в основании карбонатных отложений фаменского яруса. На основании присутствия в брекчиях ксенолитов сиенитов А. В. Сагир связывал возникновение брекчий с заключительной (сиенитовой) фазой становления девонского щелочно-ультрамафитового с карбонатитами (лединского клинопироксенит-уртит-ийолит-щелочносиенит-миаскит-карбонатитового) комплекса. Учитывая полученные данные по петрохимии девонских лампрофиров (их калиевой специализации), этот исследователь высказал мнение о возможном присутствии в регионе кимберлитоподобных образований.

В 8 км южнее площади листа на правобережье р. У-Юрях (правый приток р. Мая) бурением определена дайка Усунская (по руч. Усун), породы которой были первоначально определены В. П. Корниловой (ИГ ЯФ СО АН СССР) как щелочные пикриты, а позднее И. И. Колодезниковым (ИГ ЯФ СО АН СССР) отнесены к слюдяным перидотитам. В протолочках проб из них были установлены пикроильмениты, сходные по содержанию TiO_2 с таковыми из кимберлитовых трубок Мир и Зарница. В 40 км к юго-востоку от Усунской дайки в аллювии руч. Озёрный (правый малый приток р. Чабда) был обнаружен алмаз (0,042 кар), находку которого авторы связывали с размывом промежуточного коллектора – базального горизонта нижеюрской укугутской свиты [Колтин и др., 1988ф].

В эти же годы на Юдомо-Майском междуречье (к югу от территории листа) Г. К. Шнай, А. Е. Соболевым, И. И. Игошиной [Шнай и др., 1991] были описаны дайки меловых лампроитов, ассоциирующих с дайками лампрофиров повышенной щелочности. По мнению авторов, в данных лампроитах составы минералов имеют большое сходство с аналогичными минералами лампроитов Западной Австралии, в том числе алмазоносных. По петрологическим особенностям изученные лампроиты соответствуют глубинным образованиям, производным мантийных магм.

В 1994 г. при проведении дражных работ на золото в долине р. Аллах-Юнь несколько ниже устья руч. Курунг был обнаружен практически бесцветный алмаз, почти изометричной формы, размером $5,6 \times 6,9 \times 8,5$ мм, массой 0,59 г (2,95 карата). Описавшие его В. В. Алпатов и В. А. Амузинский с соавторами (ИГАБМ СО РАН) [Алпатов и др., 1997] отметили повышенную степень механического износа, аналогичную таковой для алмазов из прибрежно-морских россыпей, наличие ромбической сеточки трещинок, присутствие зеленых пятен пигментации. Эти признаки свойственны алмазам из богатых россыпей северо-востока Сибирской платформы, Урала, Красноярского края, входят в комплекс «признаков древности» и свидетельствуют о происхождении алмаза из докембрийского источника. По мнению авторов, в современные русловые отложения он мог попасть из прибрежно-морских отложений венда (юдомской свиты), хотя, возможно, испытал многократное переотложение.

В 1996 г. коллектив якутских геологов (И. И. Колодезников, К. К. Левашов, В. К. Маршинцев, В. М. Мишнин, В. С. Шкодзинский), рассмотрев имевшиеся геолого-геофизические данные (петрологические, тектонические, глубинного строения) и использовав теоретические основы петрологии и генезиса алмаза, высоко оценили перспективы коренной алмазоносности юго-восточной окраины Сибирской платформы и хр. Сетте-Дабан [Колодезников и др., 1996]. В восточной части Кыллахской минерагенической зоны они выделили Горноозерско-Светлинскую перспективную алмазоносную площадь, в которой возможны находки коренных месторождений алмазов как кимберлитового, так и лампроитового типов.

В 1995–1997 гг. в пределах южной части хр. Сетте-Дабан (бассейн рек Леда и Сахара) под руководством В. М. Подчасова [Подчасов и др., 1998ф] были выполнены специализированные исследования, сопровождавшиеся шлиховым, в том числе крупнообъемным, опробованием. В связи с отсутствием в русловых отложениях минералов-спутников алмазов территория этими авторами была признана малоперспективной на коренные месторождения алмазов. Наличие алмаза весом в 2,95 карата в долине р. Аллах-Юнь объяснялось переносом материала ледниковой деятельностью.

При проведении в 1996–2000 гг. ГДП-200 на листах Р-53-XXIV,XXX, XXXVI [Горлова и др., 2005ф] были получены дополнительные данные, подтверждающие перспективность западной части Южного Верхоянья (хр. Сетте-Дабан) на поиски коренных месторождений алмазов. В бассейне рек Леда и Аллах-Юнь А. И. Старников обнаружил диатремы, имеющие в плане округлую форму диаметром в несколько десятков метров. Сложены они измененными эруптивными брекчиями с переменным содержанием вмещающих карбонатных пород. По своей петрохимической характеристике они весьма похожи на пикриты; их отличает высокая титанистость, повышенные концентрации P_2O_5 и резко выраженная калиевая специализация. В порфирировых вкрапленниках установлен титансодержащий флогопит (до 5,5 % TiO_2), а в протолочках – хромсодержащий диопсид (Cr_2O_3 0,42 %), пикроильменит (MgO 10,89 %). Изучавшие эти образования В. П. Корнилова и О. В. Олейников (ИГАБМ СО РАН) отнесли их к породам альнеитового ряда, не исключая наличия здесь сильно измененных пород лампроитового типа.

Дальнейшее изучение в рамках работ по составлению комплекта карт Южного Верхоянья [Кропачев и др., 2004ф] показало обогащенность лампрофиров в десятки, иногда сотни раз по сравнению с литосферным кларком для ультрабазитов такими элементами как Ba, Sr, V, Zr, Nb, La, Ce, Dy, Eu, Nd, Pr, Sm, Gd, Y, Ga, Hf, Rb, Ta, U, что сближает их с алмазоносными лампроитами Западной Австралии. В тяжелой фракции протолочек лампрофиров установлены пирит, арсенопирит, магнетит, моноклинный пироксен, рихтерит, гранат (альмандин, пироп-альмандин), хромшпинелиды (с содержанием Cr_2O_3 до 48–50 %), высокопробное висмутсодержащее золото, гематит, турмалин, циркон, рутил, биотит, корунд, лейкоксен, апатит. Анализ петрохимического состава вулканокластитов из основания фаменских отложений выявил их калиевую специализацию и высокое содержание TiO_2 (до 3–7 %). В них отмечены хромшпинелиды (Cr_2O_3 до 55 %) в ассоциации с ферротитанитом, фторапатитом, баритом, пироп-альмандином, актинолитом, эпидотом,

титанистым флогопитом, что указывает на их щелочно-ультраосновной или щелочно-основной состав. Последнее подтверждается присутствием среди них тел лампрофиров, идентичных по составу дайкам лампрофиров. По заключению В. В. Жукова, выполнившего минералогический анализ тяжелой фракции протолочек из фаменских вулканокластитов, некоторые из развитых здесь пород имеют большое сходство с алмазонасными туффизитами Урала. При этом к индикаторным минералам можно отнести магнетит со шлаковой структурой, сфериты, сложенные магнетитом и самородным железом, и сфериты карбонат-марганцево-железистого состава, ферротитаниды, хромшпинелиды, флогопит, гранаты, оксиды железа (гематит-гётит), короткопризматический бесцветный циркон, апатит, барит.

Было установлено широкое развитие обломочных зерен минералов-спутников алмазов (прежде всего хромшпинелидов, хромитов, иногда хромдиоксида) в базальных горизонтах среднего рифея (талынская свита), венда (начарская, сытыгинская, сарданинская свиты), кембрия (пестроцветная свита), среднего ордовика (сетаньинская толща), девона (накалинская свита), нижнего карбона (якская свита). Спутники алмазов в рифейских и вендских породах сконцентрированы в бассейне среднего течения р. Ханда (Белая), в ядре и на восточном крыле крупной Горностахской антиклинали, сложенной в основном рифейскими толщами; хромшпинелиды, приуроченные к кембрийским, ордовикским, девонским и нижнекаменноугольным толщам, локализуются главным образом в бассейне р. Аллах-Юнь, вблизи границы Сетте-Дабанской и Южно-Верхоянской зон. В южном направлении количество зерен хромшпинелидов и фуксита в породах заметно сокращается. Наиболее интересные находки приурочены к базальным горизонтам венда (сытыгинская свита) бассейна р. Ханда (Белая), где были установлены хромшпинелиды алмазного парагенеза (Cr_2O_3 около 65 %) в ассоциации с пиропальмандином, ромбическим пироксеном, высокомагнезиальным оливином, серпентином. По мнению Э. А. Багдасарова, минеральный состав тяжелой фракции протолочек из рифейских и вендских отложений, а также химический состав хромшпинелидов из них указывают на наличие среди источников сноса не только пород гранитоидного, осадочно-метаморфического комплексов, но и гипербазитов и ультрамафических вулканитов, возможно, включая кимберлиты.

Таким образом, после проведенного анализа всех имеющихся материалов предшественников, частично подтвержденных результатами полевых работ при составлении данного комплекта, в настоящее время есть следующие общегеологические, петрологические и шлихо-минералогические данные, позволяющие положительно оценить территорию Южного Верхоянья на выявление коренных месторождений алмазов.

1. Наличие сложнопостроенного разновозрастного (архейского, нижнепротерозойского) фундамента.

2. Длительная (около 1,5 млрд лет) история развития, в которой важнейшую роль играли процессы растяжения земной коры, сопровождавшиеся ее дроблением, возникновением глубинных разломов мантийного заложения и формированием потенциально алмазоконтролирующих структур – рифтовых зон.

3. Широкое развитие продуктов разновозрастного базитового и щелочно-ультраосновного магматизма как в plutонической, так и вулканической формах.

4. Присутствие лампроитов и щелочно-ультрабазитовых высокотитанистых образований калиевой специализации, похожих на уральские туффзиты.

5. Широкое развитие в базальных горизонтах осадочных серий минералов-спутников алмазов, прежде всего хромшпинелидов, в том числе высокохромистых алмазного парагенеза; эти образования можно рассматривать в качестве потенциальных вторичных коллекторов.

6. Находка в современных русловых отложениях крупного алмаза «уральского» («эбеляхского») типа весом 2,95 карата, несущего «признаки древности».

Перечисленные особенности строения региона и имеющиеся косвенные и прямые признаки его алмазоносности указывают на то, что здесь могут иметь распространение, в первую очередь, некимберлитовые (лампроитовые, кимберлит-лампроитовые, туффзитов щелочно-ультраосновного состава, лампрофиров) источники ее происхождения. Этому заключению не противоречит химический состав хромшпинелидов, который характеризуется отрицательной корреляцией Cr и Mg (алмазоносный «перидотитовый» тренд), что наиболее характерно для хромшпинелидов из вендского уровня (уровень сытыгинской и сарданинской свит). Химический состав флогопита, а также распределение редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, в вулканокластитах основания накалинской свиты (фамен) и лампрофиров позднедевонского левосахаринского комплекса свидетельствует о принадлежности этих пород к кимберлит-лампроитовому типу [Кропачев и др., 2004ф].

В качестве важнейших структурных факторов, контролирующих размещение предполагаемых геолого-генетических типов месторождений, были выбраны плечевые части рифтов, испытывавшие наибольшие дифференцированные блоковые перемещения, и разломы глубинного (мантийного, мантийно-корового) заложения как продольные по отношению к современным структурам региона, так диагональные и поперечные, относящиеся к категории сквозных регионального и трансрегионального типов. Плечевые части рифтов контролируют размещение кимберлит-лампроитовых ассоциаций, а области их дифференцированного (блокового) строения определяют потенциально алмазоносные объекты ранга минерагенических зон [Ваганов и др., 1995]. На участках их пересечения с зонами сквозных разломов формируются потенциально алмазоносные районы, фиксируемые другими (магматическими, петрологическими, геохимическими, шлихо-минералогическими) данными.

В заключение нужно отметить, что территория Южного Верхоянья в отношении ее потенциальной алмазоносности практически не изучена. На значительной ее части (за исключением северных районов) фундамент имеет раннепротерозойский возраст, а среди магматических комплексов резко преобладают интрузии кислого и среднего составов коллизионного и субдукционного типов. Вместе с тем, среди верхнепалеозойско-мезозойских терригенных толщ отмечены участки развития позднемеловых даек лампрофиров (огонекский комплекс), а непосредственно к югу от рассматриваемой территории описаны дайки среднепалеозойских(?) щелочных пикритов (слюдяных перидотитов) [Колтин и др., 1988ф] и меловых лампроитов [Шнай и др., 1991].

Изложенные материалы показывают, что за сравнительно небольшой срок (не более 50 лет) прошедший от первых принципиальных положительных оценок Южного Верхоянья на алмазы, проблема его потенциальной алмазности вышла за рамки общих дискуссий. В настоящее время достаточно уверенно можно прогнозировать ожидаемые на территории геолого-генетические типы месторождений алмазов, главным образом нетрадиционного (лампроитов, кимберлит-лампроитов, лампрофиров, туффизитов «уральского» типа) происхождения и районы их наиболее вероятного размещения. Представленный выше массив данных свидетельствует о настоятельной необходимости проведения специализированных (в том числе полевых) исследований по региональной оценке перспектив Южного Верхоянья на нетрадиционные типы коренных месторождений алмазов, в первую очередь, его западных районов (бассейн р. Кыллах, юг хр. Сетте-Дабан).

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Подземные воды в регионе изучены неравномерно. Основные сведения о них получены при проведении в разные годы геологосъемочных работ различных масштабов и в горнопромышленных районах. Западная часть территории листа исследована в результате гидрогеологической съемки масштаба 1 : 500 000 и крупнее, восточная изучалась лишь отдельными скважинами в крупных поселках и на месторождениях. Результаты этих исследований обобщены в т. XX «Гидрогеология СССР» (1970 г.), в Объяснительной записке к листу Госгеолкарты Р-52,53 (1999 г.) и в других работах.

Гидрогеологические условия территории определяются сложными геологическими и географическими факторами. Для горной области характерны высокая степень литификации и дислоцированности дочетвертичных пород и малая мощность рыхлых четвертичных отложений.

Проведение гидрогеологических исследований осложнено почти повсеместным распространением многолетнемерзлых пород (ММП), мощность которых составляет до 100–500 м и более.

Территория отличается сложным и разнообразным строением рельефа, что оказывает влияние на характер распространения ММП. Существование толщ ММП является определяющим фактором, воздействующим на условия формирования, распространения и на качество подземных вод. Массив ММП нарушают многочисленные талики под озерами и руслами рек.

Простирающие основные элементы рельефа определяют направление движения подземных вод. На формирование подземных вод также оказывают существенное влияние современные орогенические движения, способствующие перераспределению подземного и поверхностного стоков и создающие условия для возникновения дополнительных источников питания и разгрузки подземных вод.

Гидрогеологическое районирование территории проведено в соответствии с изложенными в книге «Принципы гидрогеологической стратификации и районирования территории России» (1998 г.) [Принципы ..., 1998] и с Картой гидрогеологического районирования территории Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000 [Александрова и др., 1986] в зависимости от характера скоплений подземных вод, определяемых пористостью и трещиноватостью водовмещающих пород, с учетом их возраста, привязки пород к определенным тектоническим структурам и в зависимости от распространения ММП.

Рассматриваемая территория принадлежит к двум крупным криогенным гидрогеологическим структурам. Западная ее часть находится в пределах

Якутского криогенного артезианского бассейна (АБ) (I), входящего в Сибирский сложный артезианский бассейн, восточная часть относится к Верхояно-Колымской сложной гидрогеологической складчатой области (II) (СГСО) [Александрова и др., 1986].

ЯКУТСКИЙ КРИОГЕННЫЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАСЕЙН (I)

Якутский криогенный артезианский бассейн представлен на территории листа двумя криогенными артезианскими бассейнами II порядка: Лено-Вилуйским (I₁) и Лено-Алданским (I₂).

По литолого-стратиграфическим, гидрохимическим и гидродинамическим особенностям выделен наложенный НижнеАлданский криогенный артезианский бассейн III порядка (I₁¹) [Абрамов, 1970; Абрамов и др., 1988; Альховик и др., 2001].

В тектоническом плане Якутский криогенный артезианский бассейн отвечает двум крупным отрицательным структурам (Вилуйской синеклизе, Приверхоянскому прогибу) и положительной – Алданской антеклизе.

Чехол бассейна сложен терригенно-карбонатными отложениями палеозойского и мезозойского возрастов. Отложения чехла залегают полого, с наклоном к внутренней части бассейна. Мощность осадочной толщи в наиболее прогнутых Вилуйской синеклизе и Приверхоянском прогибе достигает нескольких тысяч метров. На юго-западе и юге бассейна мощность чехла сокращается до минимальных величин (560 м) на Якутском поднятии фундамента [Абрамов и др., 1988].

Мощность ММП в центральной части бассейна в среднем составляет 300–450 м. Максимальная мощность ММП отмечена на Буотамо-Амгинском и Лено-Вилуйском междуречьях на участках развития гранито-гнейсовых куполов с аномально низкими величинами теплового потока из земных недр [Амузинский, 2000]. Значительное снижение мощности мерзлых пород вплоть до образования сквозных таликов происходит лишь под руслами р. Алдан, ее крупных притоков (рек Амга, Томпо, Мая, Аллах-Юнь и др.) и под отдельными озерами.

Гидрогеологическая стратификация

Водоносный криогенно-таликовый комплекс четвертичных отложений (Q) в Якутском криогенном артезианском бассейне развит повсеместно и связан с элювиально-делювиальными отложениями водоразделов и склонов, аллювием речных долин и озерно-аллювиальными отложениями.

Четвертичные отложения заморожены и содержат воды слоя сезонного протаивания (надмерзлотные), межмерзлотные и подмерзлотные воды (воды подрусловых и подозерных таликов). Водоупорным основанием комплекса являются многолетнемерзлые породы. По характеру циркуляции воды поровые, порово-пластовые. Питание подземных вод происходит в основном за счет атмосферных осадков, оттаивания мерзлых грунтов и конденсации водяных паров, разгрузка вод – в озерах, долинах рек, ручьев и иных понижениях рельефа.

Надмерзлотные воды связаны с хорошопроницаемыми породами. Существование сезонно-талого слоя, мощность которого в зависимости от экспозиции склонов составляет 0,3–1,5 м, определяет водоносность *элювиально-делювиальных отложений*. Глубина залегания подземных вод зависит от глубины сезонного протаивания и составляет от 0,4 до 3 м [Абрамов и др., 1988]. В уступах речных террас иногда существуют родники, связанные с сезонно-талым слоем, с дебитом 0,02–1 л/с. Зимой эти родники перемерзают [Абрамов и др., 1988].

Воды сезонно-талого слоя являются главным источником питания рек, в которые они разгружаются. Продолжительность их существования ограничена летним периодом. По химическому составу воды гидрокарбонатные, реже хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые или кальциево-магниевые-натриевые с минерализацией до 0,25 г/дм³. Практического использования они не имеют. На гидрогеологической схеме слои не показаны.

Воды подоцерных таликов приурочены к озерным и аласным котловинам. Количество и качество этих вод определяется в значительной степени размерами и возрастом котловин, составом слагающих их отложений и составом подстилающих коренных пород. Отличительной чертой этих вод является разнообразие химического состава и минерализации как по площади, так и по разрезу [Абрамов, 1970]. Пресные воды подоцерных таликов могут использоваться для водоснабжения.

Водоносный криогенно-таликовый горизонт аллювиальных отложений. Водоносность аллювиальных отложений связана в основном с таликами речных долин. Аллювий состоит из гравийно-галечного материала с валунами и прослоями песка. Мощность аллювиальных отложений обычно изменяется в пределах первых десятков метров. Воды подмерзлотные в замкнутых таликах и межмерзлотные в сквозных таликах. Сквозные талики существуют под крупными реками (Томпо, Хандыга, Белая, Аллах-Юнь), под более мелкими реками талики замкнутые. Таликовые воды приурочены преимущественно к современным аллювиальным отложениям. Основное питание вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод. Зимой при промерзании таликов происходит падение уровня подземных вод и таликовые воды могут стать напорными, вследствие чего появляются источники, действующие только зимой и образующие небольшие наледи. Воды таликов речных долин обычно гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые или кальциево-магниевые-натриевые с минерализацией до 0,2 г/дм³.

В Нижнеалданском артезианском бассейне водоносный аллювиальный горизонт вскрыт скважинами с глубины от 1 до 47 м в песчаных отложениях. Пьезометрический уровень его установился на глубинах от 0,2 до 7,4 м от поверхности земли. Дебит скважин изменяется от 0,06 до 4,7 л/с. Подземные воды гидрокарбонатные смешанные по катионам с минерализацией 0,3–1,3 дм³, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые или гидрокарбонатно-хлоридные магниевые-натриевые с минерализацией 1,6–2,6 дм³. Эти воды используются для водоснабжения населенных пунктов и промышленных предприятий [Абрамов, 1970; Абрамов и др., 1988].

Водоносный криогенно-таликовый комплекс палеоген-неогеновых отложений (Р-N) распространен в основном в пределах Нижне-Алданского артезианского бассейна (I₁).

Таликовые и подмерзлотные воды вскрыты многочисленными скважинами при поисково-разведочном бурении на воду. Водовмещающими породами являются пески, супеси, галечники и алевролиты. Для подоцерных таликовых зон характерно наличие в разрезе двух водоносных горизонтов, разобщенных водоупорными слоями, состоящими из глин и лигнитов. Водоносный комплекс залегает на глубинах 40–100 м. Пьезометрический уровень отмечается на глубинах 0,3–3,0 м. Дебит скважин составляет 0,4–3,9 л/с. Подземные воды гидрокарбонатные или хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и, реже, кальциево-магниевого. Минерализация изменяется от 0,2 до 1,3 г/дм³. Воды комплекса характеризуются повышенным содержанием железа, натрия, аммония, кремниевой кислоты. Жесткость также повышенная. Скважина, пробуренная на левом берегу р. Лена в песчаных отложениях неогена, вскрыла воду на глубинах 7–22 м. Дебит скважины составил 0,07–2,1 л/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные смешанные по катионам, минерализация – 0,5–1,3 г/дм³, с повышенным содержанием аммония, натрия, брома. В некоторых скважинах выявлено бактериальное загрязнение, что не позволяет использовать эти воды для хозяйственно-питьевого водоснабжения без очистки. Межмерзлотные таликовые воды вскрыты в пос. Крест-Хальджай на правом берегу р. Алдан. Глубина залегания водоносного горизонта – 52 м, разрез вышележащих отложений заморожен. Воды напорные, величина напора – 49 м, пьезометрический уровень установился на глубине 3 м от поверхности. Водовмещающие породы представлены песками вскрытой мощностью 15 м. Дебит скважины 3,86 л/с при понижении 8,5 м, удельный дебит 0,5 л/с. Воды хлоридно-гидрокарбонатные магниевые-натриево-кальциевые, минерализация – 0,17 г/дм³. Скважина передана в эксплуатацию [Абрамов и др., 1988].

Водоносный криогенный комплекс меловых отложений (К) развит в Лено-Вилуйском криогенном АБ под водоупорными многолетнемерзлыми породами. Водоносными породами являются трещиноватые песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов и углей. Нижняя часть разреза нижнемеловых отложений, сложенная переслаивающимися мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, служит относительным водоупором. Комплекс содержит порово- и трещинно-пластовые воды. Он охарактеризован скважинами, пробуренными в районе пос. Сангар в песчаных угленосных отложениях, где залегает под многолетнемерзлыми породами на глубинах 100–130 м. Пьезометрические уровни в этих скважинах отмечаются в диапазоне от 7 до 86 м. У пос. Хандыга пьезометрический уровень установлен на абс. отм. +103 м. Удельные дебиты колеблются в пределах 0,02–1,3 л/с. Воды пресные гидрокарбонатные натриевые, реже хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией от 0,4 до 1,0 г/дм³. Из компонентов, превышающих нормы ПДК, в отдельных анализах обнаружено повышенное содержание железа [Абрамов, 1970].

В Нижнеалданском АБ водоносный комплекс меловых отложений залегает под мощным криогенным водоупором на глубинах 270–478 м. Водоносными породами являются пески, песчаники, алевролиты, с прослоями кон-

гломератов и углей. Воды комплекса напорные, пьезометрические уровни в скважинах фиксируются на глубинах от 63 до 260 м. Дебит изменяется от 0,3 до 2,7 л/с. По химическому составу воды хлоридные, хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатные натриевые, в большинстве случаев пресные, минерализация – 0,3–0,7 г/дм³, реже солоноватые (минерализация до 2 г/дм³). В воде отмечено повышенное содержание хлора, натрия, железа, фтора и кремния.

Водоносный криогенный комплекс средне-верхнеюрских отложений (J₂₋₃) вскрыт скважинами в поселках Джебарики-Хая и Хандыга на глубинах 132–488 м. Водовмещающими породами являются песчаники с прослоями конгломератов, углей и аргиллитов. Комплекс отделен от вышележащего водоносного комплекса нижнемеловым относительным водоупором, от нижележащего – толщей глин. Комплекс содержит порово- и трещинно-пластовые воды. Пьезометрические уровни установились на глубинах от 4 до 12 м. Дебиты составили 22–69 л/с.

По химическому составу воды в верхней части разреза пресные гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с минерализацией 0,4–0,7 г/дм³ и соответствуют нормам ПДК; с глубиной происходит увеличение содержания хлора, сульфатов. Комплекс вскрыт скважинами вблизи пос. Джебарики-Хая. Воды напорные, пьезометрические уровни установились на абс. отм. 121–123 м. Дебиты скважин – 6,6–21,7 л/с, удельные дебиты – 0,9–6,3 л/с.

Воды средне-верхнеюрского комплекса не всегда пригодны для использования из-за повышенной минерализации, невысокой водообильности.

Водоносный криогенно-таликовый комплекс нижнеюрских отложений (J₁) на большей части Лено-Вилуйского АБ перекрыт вышележащими комплексами и содержит подмерзлотные воды [Абрамов и др., 1988]. В Лено-Алданском АБ он выходит на поверхность, почти полностью проморожен и содержит таликовые воды. Нижнеюрский водоносный комплекс вскрыт многими скважинами при проведении поисково-разведочных работ на воду. Водовмещающие породы представлены песками, песчаниками с прослоями конгломератов и алевролитов. В с. Чурапча зафиксирована скважиной максимальная мощность ММП – 563 м. Водоносный горизонт вскрыт на глубинах 150–563 м, пьезометрический уровень установился на глубинах 84–170 м от поверхности. Дебит скважин составил от 0,4 до 3,1 л/с. Коэффициенты фильтрации 0,02–0,4 м/сут, водопроницаемости – 16–39 м²/сут. По химическому составу воды от гидрокарбонатных и сульфатно-гидрокарбонатных натриевых и кальциево-натриевых с минерализацией до 0,8 г/дм³ до слабосоленых с минерализацией от 1,3 до 1,6 г/дм³, хлоридно-сульфатных натриевых.

Воды комплекса в отдельных случаях обладают повышенной жесткостью. В солоноватых водах содержание таких компонентов как натрий, бром, фтор, железо превышают установленные ПДК, и при их использовании требуется глубокая очистка [Амузинский и др., 2000].

Водоносный комплекс триасовых отложений залегает глубоко, развит локально, на поверхность не выходит. Водоносные породы – трещиноватые песчаники, алевролиты, аргиллиты. На Нижне-Вилуйской и Сарганской площадях на глубинах 2130–3204 м скважинами вскрыты хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 50–126 г/дм³. В воде обнаружены йод, бром.

В пос. Ниж. Бестях скважиной вскрыты водоносные песчаники с прослоями конгломератов на глубине 407–467 м. Воды сульфатно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 1 г/дм³. Практического значения воды не имеют [Абрамов и др., 1988].

Водоносный криогенный комплекс средне-верхнекембрийских отложений (Є₂₋₃) залегает под ММП на глубине 380 м, на поверхность выходит в юго-восточной части бассейна. Он сложен трещиноватыми известняками с прослоями мергелей и доломитов. Воды трещинно- и карстово-пластовые. Водоносный комплекс хорошо изучен многочисленными скважинами, пробуренными для водоснабжения [Абрамов, 1970; Абрамов и др., 1988; Альховик и др., 2001]. В долине р. Лена воды обладают большим напором, пьезометрические уровни достигают +55 м, а в других скважинах он устанавливается на высоте от +25 до +11 м. На водоразделах пьезометрические уровни снижаются до +0,5 м. Дебиты скважин составляют 0,5–8,0 л/с. По химическому составу воды в основном солоноватые и, реже, пресные. Для пресных вод характерен гидрокарбонатный, натриевый состав с минерализацией 0,5–0,7 г/дм³. В скважине пос. Мындагай вскрыты воды хлоридного натриевого состава с минерализацией 0,8 г/дм³, а в скв. Диринг – сульфатно-гидрокарбонатные натриевые. В пгт. Эльдикан водоносный комплекс вскрыт на глубине 310 м. По химическому составу воды хлоридные натриевые с минерализацией 10 г/дм³ [Амузинский и др., 2000]. Солоноватые воды в пределах комплекса имеют пестрый химический состав: гидрокарбонатно-хлоридный, хлоридно-гидрокарбонатный, хлоридный, сульфатный натриевый, реже магниевый. Минерализация солоноватых вод составляет 1,2–4,4 г/дм³. В пресных водах отмечены повышенные содержания натрия, железа, фтора, брома. В солоноватых водах повышены содержания хлора, сульфатов, лития, кремнекислоты. Воды комплекса обладают повышенной жесткостью, не соответствуют нормам Сан-ПиН и требуют предварительной очистки.

Водоносный криогенный комплекс нижнекембрийских отложений содержит воду в известняках и доломитах, песчаниках с прослоями мергелей и алевролитов. Комплекс вскрыт скважинами восточнее р. Тонгуо непосредственно под многолетнемерзлыми породами на глубинах 270–426 м. Пьезометрический уровень на участках Борулах и В. Лютенге установился на глубинах 110–157 м, а в с. Кытыл-Дюра – в 2,9 м от поверхности земли, что связано с влиянием р. Лена. Дебиты скважин составили 1,9–4 л/с, удельные дебиты – 0,18–2,47 л/с·м². Минерализация подземных вод колеблется от 0,2 (уч. Борулах) до 0,9 г/дм³ (Кытыл-Дюра). По составу воды хлоридно-гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-хлоридные магниево-кальциевые, реже натриевые. Значения общей жесткости колеблются в пределах нормы, с небольшим (1,3 ПДК) превышением в скважине с. Кытыл-Дюра. По качеству воды рассматриваемый комплекс пригоден для хозяйственно-питьевого использования с улучшением качества по трем-четырем показателям, среди них бром в двух скважинах (Кытыл-Дюра и В. Лютенге) составляет 5,8–13 ПДК, в скважине В. Лютенге также отмечено повышенное содержание H₂S и CH₄ [Амузинский и др., 2000].

В бассейне р. Амга (по данным Амгинской опорной скважины) на глубинах 30–180 м обнаружены сульфатно-хлоридные кальциево-магниевые

натриевые воды с минерализацией 9,0–9,5 г/дм³ с запахом сероводорода. Воды напорные, самоизливающиеся, с дебитом 0,01–0,04 л/с.

Под руслом р. Лена развиты воды хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 1,3 г/дм³, с повышенным содержанием фтора и брома. В скважине вблизи пос. Верх. Бестях дебит достигает 1,6 л/с при понижении 21 м. Уровень установлен на 5,9 м. Частичная разгрузка этого комплекса происходит через сквозной талик под руслом Лены и в сквозные подошвенные талики [Абрамов и др., 1988].

Водоносная криогенная зона трещиноватости рифейско-вендских отложений (RF-V) вскрыта отдельными скважинами. Водоносными породами являются песчаники, доломиты, известняки с прослоями мергелей. Воды обнаружены на глубине 829–874 м. В Амгинской опорной скважине их дебит составил 2,4 м³/сут (0,03 л/с). По химическому составу это сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией 4,5–5,1 г/дм³. Воды содержат метан. На глубинах 960–1019 м воды хлоридные кальциево-натриевые с минерализацией 31–36 г/дм³. В Мокуйской скважине из верхнерифейских отложений в инт. 1370–1839 м получен приток пластовой воды с растворенным газом. Дебит при динамическом уровне 414 м составил 5,7 м³/сут (0,07 л/с). Вода хлоридная кальциево-натриевая с минерализацией 64 г/дм³. В воде присутствуют бром – 0,2–0,3 г/дм³, йод – 0,003 г/дм³. Пластовая температура 28 °С. В интервале 2165–2177 м получен приток пластовой воды хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией 103,7 г/дм³, дебитом 12,3 м³/сут (0,14 л/с). Вода насыщена газом азотно-метанового типа (метана 73 %, азота 29 %), присутствуют бром – 0,314 г/дм³, йод – 0,003 г/дм³ [Абрамов и др., 1988].

ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ СЛОЖНАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ (II)

Верхояно-Колымская гидрогеологическая сложная складчатая область (II) на территории листа представлена тремя криогенными гидрогеологическими районами: Западно-Верхоянским (II₁), Сетте-Дабанским (II₂) и Нагорно-Верхоянским (II₃) [Абрамов, 1970; Абрамов и др., 1988; Александрова и др., 1988].

Общая мощность многолетнемерзлых пород на описываемой территории под долинами составляет 100–250 м, под возвышенностями – 300–500 м. Под криолитозоной развита зона повышенной трещиноватости мощностью от 10 до 50 м, вмещающая подмерзлотные трещинные и карстово-трещинные напорные воды. Над криолитозоной в летнее время формируется слой сезонно-талых пород, мощность которого в зависимости от экспозиции склона, характера растительности (главным образом от толщины мохового покрова) и состава грунтов колеблется от 0,2 до 3 м. Под руслами водотоков в летнее и осеннее время формируются подрусловые талики мощностью до 8–10 м. Таликовые зоны встречаются под руслами рек Аллах-Юнь, Сахара, реже под старичными озерами [Абрамов, 1970].

Гидрогеологическая стратификация

В верхних частях разреза в долинах крупных рек и их притоков в отложениях поймы и низких террас выделен *водоносный горизонт четвертичных*

аллювиальных отложений (Q). Водоносные породы представлены преимущественно гравийно-галечным материалом с прослоями песка и валунов мощностью от нескольких метров до 50 м, редко более. В них развиты поровые и порово-пластовые подземные воды, приуроченные к водам сезонно-талого слоя (надмерзлотные) и к несквозным таликам в русловом и пойменном аллювии (межмерзлотные и подмерзлотные). Ширина таликовых зон в зависимости от мощности водного потока колеблется в пределах 20–100 м, редко достигая 500–2000 м [Александрова и др., 1988]. Мощность несквозных таликов достигает 5 м. В пределах аллювиальных и гляциофлювиальных надпойменных террас горизонт функционирует лишь в летний период при оттаивании деятельного слоя на глубину до 1,5 м.

Воды горизонта в основном грунтовые, иногда с местным криогенным напором (до 2–3 м). Глубина их залегания в течение года варьирует в пределах 0,5–3 м, редко достигая 5 м. Режим зависит от времени года и количества выпавших осадков. Водообильность пород неравномерная. В мелко-среднезернистых песках коэффициент фильтрации составляет 0,2–10 м/сут, в галечниках и гравийниках – 150–200 м/сут.

Питание горизонта происходит в основном за счет просачивания атмосферных осадков, поверхностных вод и вод нижележащих горизонтов, в меньшей степени – за счет таяния льдистых грунтов; разгрузка – в местную гидросеть, в таликовых зонах – в подстилающие водоносные горизонты и зоны трещиноватости. Местами подрусловые потоки формируют круглогодичные родники в руслах рек с дебитом в десятки и сотни л/с, что приводит к образованию в руслах и на поймах большинства рек зимой наледей с объемом льда в сотни тысяч кубических метров. Водупором для вод горизонта служат многолетнемерзлые и коренные породы.

Химический состав надмерзлотных вод близок к составу поверхностных. Эти воды гидрокарбонатно-кальциево-магниевого с общей минерализацией от 0,073 мг/дм³ до 0,23 г/дм³, слабощелочные, pH 7,1–7,6, жесткость 0,88–2,45 мг-экв.

Поверхностные и надмерзлотные воды являются главным источником водоснабжения в Южном Верхоянье.

Межмерзлотные воды приурочены к таликовым зонам в долинах крупных водотоков. При проходке шурфов межмерзлотные воды встречены на глубинах от 1,2–3 м до 7–12 м в долинах рек Белая, Бурхала и др. Воды напорные. В зимний период эти воды образуют наледи объемом до 50 000 м³. Режим, температура и места выходов этих вод непостоянны в течение года и зависят от источника питания и степени промерзания грунта вокруг таликов. Анализ проб льда из наледей, приуроченных к выходам подземных вод, не отражает полностью химический состав подземных вод. Охлаждение, промерзание и кристаллизация приводят к изменению минерализации вод. Происходит процесс криогенной метаморфизации подземных вод. При этом минерализация пресных вод изменяется в 4–10 раз за счет выпадения в осадок CaCO₃, включенного в лед в виде твердых примесей, при этом увеличиваются жесткость и щелочность вод. Эти воды не используются для водоснабжения.

На территории довольно широко развиты подмерзлотные воды. Они устанавливаются по постоянно действующим крупным (>100 000 м³) наледам, не

меняющим своего дебита и состава из года в год. Проявления подмерзлотных вод, как правило, приурочены к пересечению долин рек тектоническими нарушениями и к выходам закарстованных карбонатных пород [Андриянов, 1973₂].

По составу это гидрокарбонатные кальциевые или кальциево-натриевые воды с минерализацией 0,01–0,25 г/дм³ и смешанные по анионам кальциево-магнелиевые воды с общей минерализацией 0,03–0,05 г/дм³.

Подмерзлотные воды, обладающие значительным напором и хорошим качеством, могут служить надежным источником водоснабжения [Абрамов, 1970; Андриянов, 1973].

Под крупными реками (Хандыга, Белая, Аллах-Юнь) и в днищах ледниковых озер могут существовать сквозные талики. Воды сквозных таликов – гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные, редко сульфатные (на участках сульфидного оруденения) кальциевые или кальциево-натриевые с минерализацией до 0,23 г/дм³.

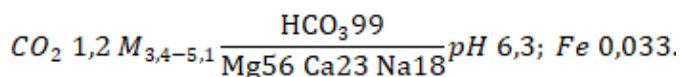
В Верхояно-Колымской СГСО широко распространен относительно *водоносный криогенно-таликовый верхнелепестово-голоценовый горизонт*, приуроченный к делювиально-пролювиальным шлейфам и конусам выноса у подножий гор. Ввиду малых размеров в масштабе схемы гидрогеологического районирования горизонт не показан. Отложения шлейфов представлены в основном неотсортированным обломочным материалом с супесчаным и суглинистым заполнителем, конусов выноса – валунным и гравийно-галечным. Мощность отложений шлейфов и конусов выноса достигает 20 м. С глубины 0,5–1,8 м горизонт заморожен и обводнен в нем в основном сезонно-талый слой. Разгрузка осуществляется через временно действующие родники с дебитом 0,1–3,5 л/с в межень и до 70 л/с в период дождей, а также субаквально в русла водотоков. По химическому составу воды горизонта аналогичны водам несквозных таликов охарактеризованного выше горизонта.

В днищах троговых долин, в цирках на склонах и водоразделах развиты подземные воды локального распространения верхнелепестовых ледниковых отложений, представленных неотсортированными валунниками, галечниками, дресвяниками, супесями и суглинками мощностью до 50 м. Их водоносность связана с сезонно-талым слоем до глубины 0,5–2,5 м. Воды поровые и порово-пластовые. Дебит родников – 0,1–0,5 л/с, редко до 10 л/с. Химический состав вод не изучен [Александрова и др., 1988]. На схеме горизонт не показан.

Западно-Верхоянский криогенный гидрогеологический район (II₁) характеризуется распространением трещинных и надмерзлотных и подмерзлотных вод в зоне трещиноватости дислоцированных, в основном терригенных, пород мезозойского возраста (МЗ). Водовмещающие породы – песчаники, алевролиты. На данной территории водоносная зона трещиноватости выделена предположительно, воды в ней не вскрывались. В водоносной зоне трещиноватости могут содержаться и трещинно-жильные воды.

Водоносная зона трещиноватости каменноугольных и пермских отложений (С-Р) распространена в пределах Западно-Верхоянского и Нагорно-Верхоянского гидрогеологических массивов. Породы в этой зоне – интенсивно дислоцированные песчаники, алевролиты, конгломераты, глинистые слан-

цы. По характеру циркуляции подземные воды относятся к трещинному и трещинно-жильному типам. Источники, непосредственно связанные с отложениями карбона и перми, не отмечены. Подземные воды этой зоны вскрыты восточнее, в бассейне р. Дыбы (на Верхнеменкеченском серебряно-полиметаллическом месторождении из скважин с глубины 134 м самоизливом получены гидрокарбонатные кальциево-магниевые железистые воды с минерализацией 3,4–5,1 г/дм³. Формула состава воды:



Дыбинские «нарзаны» – аналог вод курорта «Кука» (Забайкальский край) и могут быть использованы как лечебно-столовые воды [Абрамов, 1970; Альховик, 2001]).

На существование подземных вод на рассматриваемой территории указывают наледи, встречающиеся в пределах распространения зоны трещиноватости. Химический анализ талых наледных вод показал, что это хлоридно-гидрокарбонатные магниевые-кальциево-натриевые воды, нейтральные (рН 7), с минерализацией до 0,3 г/дм³ и общей жесткостью 0,7 мг-экв. Эти воды пригодны для хозяйственно-бытового водоснабжения [Абрамов и др., 1988].

Сетте-Дабанский криогенный гидрогеологический район (II₂) характеризуется распространением трещинных, трещинно-карстовых надмерзлотных и подмерзлотных вод в *зоне трещиноватости дислоцированных терригенных, терригенно-карбонатных, карбонатных пород ранне-среднепалеозойского возраста (Є-D)*. Водовмещающие породы представлены мергелями, известняками, доломитами, песчаниками, алевролитами. На р. Вост. Хандыга, в устье р. Сегенях известен Росомахинский источник с дебитом от 60 до 100 л/с (по разным данным), питающийся, вероятно, водами девонских отложений. Воды сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые, минерализация – 0,25 г/дм³. На юге территории в скважине на месторождении Сардана в глинистых известняках среднего кембрия на глубине 250 м вскрыта водоносная зона с напорными водами. Дебит не превышает 0,1 л/с, вода с запахом сероводорода, химический состав не изучен. Пьезометрический уровень подмерзлотных вод установился на абс. отм. 560–575 м, а подошва многолетнемерзлых пород залегает ниже уровня на 200–300 м, что обеспечивает высоконапорный характер вод. Подземные воды устанавливаются также по самоизливу их из малodeбитных источников, фиксируемых по наледям, развитым в пределах распространения пород зоны трещиноватости. Химический состав наледных вод гидрокарбонатный кальциевый, реже кальциево-магниевый, минерализация – от 0,1 до 0,25 г/дм³. С кембрийскими отложениями, по-видимому, связан действующий периодически источник солоноватых вод на р. Белая, против руч. Бутуз. Вода прозрачная, солоноватая на вкус, гидрокарбонатно-сульфатного кальциево-магниевого состава с минерализацией 2,13 г/дм³ [Абрамов и др., 1988].

Водоносная криогенная зона трещиноватости рифейских и вендских отложений (RF-V) распространена в Сетте-Дабанском гидрогеологическом массиве. Здесь преобладают терригенные породы – кварциты, песчаники, сланцы, но широко развиты и карбонатные разности – известняки, мраморизованные известняки, мергели. Породы интенсивно дислоцированы и тектонически

нарушены. В скважине, пробуренной на месторождении Сардана, на глубине 293–295 м в кавернозных и трещиноватых известняках и доломитах верхней части сарданинской свиты венда вскрыты высоконапорные воды, изливавшиеся с дебитом до 5 л/с. Вода прозрачная, с запахом сероводорода, гидрокарбонатная кальциево-натриевая, минерализация – 0,3 г/дм³. Известны источники, связанные с нижнерифейскими отложениями на северо-западном склоне хр. Эбэйке-Хаята, с дебитом 8–10 л/с. Воды прозрачные, без запаха и вкуса. Источник, выходящий в долине р. Белая, в 500 м выше устья руч. Харыйялах и действующий круглогодично, связывается с известняками и доломитами среднего рифея. В пределах распространения водоносной зоны трещиноватости развиты наледы. Крупнейшая наледь, расположенная по руч. Сылысарлах (приток р. Мутула, правого притока р. Белая), имеет протяженность 3,5 км, ширину 300 м, мощность льда – 2–3 м, объем льда – 2,0–2,5 млн м³. Воды наледей гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией 0,2–0,3 г/дм³ [Абрамов и др., 1988].

Нагорно-Верхоянский криогенный гидрогеологический район (IIз) представлен в основном относительно водоносной криогенно-таликовой зоной трещиноватости в интенсивно дислоцированных терригенных породах карбона, перми и юры (С–J); водоносной зоной трещиноватости в интрузивных породах мезозойского возраста (MZ), субвулканических образованиях и нижнемеловых покровных вулканитах небольшой мощности (на схеме не показана). Трещиноватая зона выветривания в этих породах имеет мощность 60–90 м и полностью проморожена. В ней находятся надмерзлотные воды деятельного слоя и подмерзлотные трещинные и трещинно-жильные воды, часто связанные между собой по зонам сквозных таликов, приуроченным к разломам и долинам относительно крупных рек.

Надмерзлотные трещинные воды не имеют повсеместного распространения. Дебиты рассредоточенных родников не превышают 0,02 л/с.

Подмерзлотные трещинные и трещинно-жильные воды выходят на дневную поверхность в виде постоянно действующих родников по сквозным таликам в зонах разломов и долинах крупных рек. Питание их происходит за счет поверхностных вод и инфильтрации атмосферных осадков, разгрузка в основном в местах пересечения долин рек разломами. Дебиты родников – 0,5–3,5 л/с, редко до 10 л/с, а в линейных выходах – до 30 л/с. Воды часто обладают напором до 50 м. По химическому составу они гидрокарбонатно-хлоридные, хлоридно-карбонатные, сульфатно-карбонатные со смешанным катионным составом и минерализацией 0,1–0,3 г/дм³. Подмерзлотные трещинно-жильные воды участвуют в формировании наледей смешанного типа. В крупных наледях суммарный дебит источников оценивается в сотни л/с, а в долине р. Акачан – до 4800 л/с [Александрова и др., 1988].

Воды зоны трещиноватости Нагорно-Верхоянского гидрогеологического района для организации водоснабжения крупных хозяйственных объектов малоперспективны. Для водоснабжения небольших объектов могут быть использованы трещинно-жильные воды в сочетании с водами аллювиальных отложений [Александрова и др., 1988].

Водоснабжение

Для целей централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения населенных пунктов на территории листа используются как поверхностные, так и подземные воды. Доля подземных вод в водоснабжении зависит от гидрогеологических факторов и производственно-функционального типа поселений. Водоснабжение многих сельских населенных пунктов базируется на использовании поверхностных вод, а подземные воды используются как вспомогательный источник. Однако в силу природно-климатических факторов, ситуация с поверхностными объектами ухудшается. В речных долинах при дефиците атмосферных осадков изменяется объем поверхностного стока. Качество поверхностных вод во многих водоемах не соответствует требованиям Сан-ПиН «Питьевая вода». Озерные и речные воды не содержат нужных полезных микрокомпонентов, в частности фтора и йода, и тем не менее используются водопотребителями [Альховик и др., 2001]. На объектах децентрализованного водоснабжения практически не осуществляется подготовка воды. Зимой население часто использует лед.

Воды в основном из водоносных горизонтов неогенового и четвертичного возраста (из аллювиальных, ледниковых, водно-ледниковых отложений), в основном удовлетворяющие требованиям ГОСТ и Сан-ПиН. В грунтовых водах часто отмечается повышенное содержание железа. Наиболее пригодны для водоснабжения подмерзлотные воды, обладающие значительными эксплуатационными запасами и защищенные от внешнего воздействия.

На территории листа известно четыре проявления пресных подземных вод: Буординское, Хандыга, Усть-Майское и уч. Крест-Хальджай. В ряде населенных пунктов в целях обеспечения населения питьевой водой действуют одиночные водозаборные скважины: в пос. Ытык-Кюель, Борогонцы и др. Некоторые скважины работают более 25 лет [Альховик и др., 2001].

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Специальные экологические исследования на территории листа не проводились. Для оценки ее геолого-экологической обстановки авторами собраны и проанализированы геологические материалы предшественников, публикации, статьи с интернет-ресурсов, касающиеся данной темы.

Территория листа расположена в арктическом и субарктическом климатических поясах и характеризуется разнообразием природных ландшафтов. С учетом существующей типизации ландшафтно-геологических систем, рассматриваемая территория относится к субарктическим северо-таежной и среднетаежной резко континентальным группам ландшафтов [Ландшафтная ..., 1988; Мерзлотно-ландшафтная ..., 1989; Государственная ..., 1999; Кокин и др., 2000]. В их пределах в зависимости от степени расчлененности рельефа, характера и интенсивности экзогенных геодинамических процессов выделяются природные ландшафты гольцового высокогорья, арктических пустынь и горной тундры, горно-редколесного, гольцово-тундрового и редколесно-тундрового среднегорья, лесотундрового и предтундрово-редколесного низкогорья, горноредколесного плоскогорья, редколесно-таежных лесов низкогорий, равнин, моренных гряд, аллювиальных, водно-ледниковых террас и поймы. Природно-территориальные комплексы функционируют как на многолетнемерзлом основании, так и на талых породах. Краткая характеристика природных ландшафтов территории листа приводится на эколого-геологической схеме.

Горный пояс Верхоянского хребта охватывает север и восток территории листа. Основную часть площади занимает Сибирская платформенная равнина, представленная Нижнеалданской низменной равниной, включающей Предверхоянскую наклонную равнину, и Лено-Алданское плато. Речная сеть принадлежит к бассейну р. Алдан, правого притока р. Лена.

Существенной климатической особенностью территории листа является преобладание осадков над испарением. В сочетании с расположением района в области сплошного развития многолетнемерзлых пород, мощность которых достигает 100–500 м и более, это приводит к переувлажнению поверхностных грунтов и интенсивному водообмену в них. В речном стоке доля вещества, выносимого рекой в твердой фазе (механическая форма миграции), резко преобладает над выносом растворенных соединений [Ландшафтная ..., 1994; Кокин ..., 2000; Черников ..., 2002].

Экзогенные геологические процессы (ЭГП), влияющие на экологическое состояние среды и проявленные на территории листа, типичны для подобного типа ландшафтов. В горных ландшафтах это осыпи, обвалы, сели, снежные лавины, курумы, почти повсеместные на крутых склонах альпинотипного высокогорья и горной тундры. Осыпи, плоскостной смыв и солифлюкция

широко распространены и на склонах средневысотных, низких гор и холмогорий. В пределах горно-долинного террасового типа местности явно прогрессирующие криогенные процессы не отмечены. В межгорных впадинах, низменных равнинах и долинах рек, напротив, проявлено заболачивание, морозное трещинообразование, широко распространены термокарстовые западины, аласы, бугры пучения, каменные многоугольники; а в поймах и руслах рек наблюдаются боковая и донная эрозия, затопление, формируются наледи и наледные поляны. В карбонатных породах (Сетте-Дабанский район) выявлены интенсивные проявления карстовых процессов [Карта ..., 2000; Государственная ..., 1999; Кокин и др ..., 2000].

Некоторые ландшафты (в основном в юго-восточной части территории) в той или иной степени затронуты техногенным воздействием, в том числе и на геологическую среду. Наиболее интенсивно оно проявлено в долинах рек и эрозионно-денудационном низкогорье, в пределах которых в последние десятилетия велась или ведется добыча россыпного и рудного золота. В долинах водотоков здесь полностью уничтожен первичный ландшафт: их русла, пойменные, а нередко и надпойменные террасы, растительный и почвенный покровы. Рекультивация нарушенных земель не проводилась. В результате отработки россыпей гидромеханическим способом возникли нооаккумулятивные и нооденудационные формы рельефа: системы гребней, одно- и двухъярусные внутренние отвалы, остаточные траншеи, выемки, карьеры грунта для строительства дорог, плотин, дамб. Ввиду добычи рудного золота появились новые искусственные поверхностные формы рельефа: отвалы горных пород, карьеры (например, долина р. Аллах-Юнь и многие ее притоки), хвостохранилище. Наблюдается деформация земной поверхности с образованием новых криогенных форм: просадок, провалов, западин; изменение термо- и гидробаланса (осушение или подтопление отдельных участков), проявляются термокарст, пучение и термоэрозия. Подрезка горных склонов может привести к активизации ЭПП. Возникли площадки намораживания от поступающих на них бытовых стоков [Кокин и др., 2000; Черников ..., 2002].

На территории листа известны шесть скважин глубокого бурения на нефть и газ, в том числе Усть-Майская параметрическая скважина (работы на ней ведутся и в настоящее время), которые оказали техногенное воздействие на природную среду.

По данным геохимического опробования, на территории выявлены природные геохимические аномалии. В большинстве из них содержание токсичных элементов оценивается как допустимое. В моноэлементных аномалиях наиболее опасным загрязнителем донных осадков является мышьяк. Полиэлементные аномалии представлены широким спектром природных химических загрязнителей всех классов опасности. В аномалиях с допустимой степенью загрязнения токсичными элементами являются As, Zn, Mo, Sb, Pb, Cu, Hg, U с содержаниями их в донных илах ниже фоновых значений [Ландшафтная ..., 1994; Кокин и др., 2002].

На территории листа расположен ряд ресурсных резерватов республиканского и местного значения, часть из которых полностью локализована в границах листа (Куолума, Куолума-Чапанда, Кюпский, Тукулан, Барайы, Томпорук) и др. входят в территорию своими фрагментами – Кэлэ, Приалданский, Чабда, Долгучан.

Согласно картам общего сейсмического районирования Российской Федерации (ОСР-97-А и ОСР-97-В), территория относится к зонам интенсивности сотрясений выше 6 баллов на средних грунтах шкалы МСК-64 [Карта ..., 2000; Карта ..., 2000].

Степень защищенности подземных вод от загрязнения в районе связана с многолетней мерзлотой. Высокогорные и среднегорные участки горных хребтов с непрерывным (сплошным) развитием ММП мощностью 100–500 м, выполняющих роль водоупора, характеризуются высокой степенью защищенности подмерзлотных подземных вод от загрязнения. Надмерзлотные воды деятельного слоя и таликов, напротив, не защищены от внешних источников загрязнения и могут принимать на себя всю возможную негативную нагрузку. В районах развития ММП мощностью 50–100 м с редкими таликовыми зонами (долины рек и юго-восточная часть площади листа) степень защищенности подземных вод от загрязнения средняя [Гидрогеология ..., 1970; Государственная ..., 1999; Кокин ..., 2000]. Часто в водах плейстоцен-четвертичного криогенно-таликового водоносного комплекса фиксируется повышенное содержание железа и сульфатов [Государственная ..., 1999].

По комплексу признаков, характерных для геологической среды района, – расчлененности и энергии рельефа, геодинамической и сейсмической обстановкам, величине пораженности ЭГП, сорбционной способности рыхлых отложений определены геодинамическая и геохимическая устойчивости ландшафтных подразделений. Все горно-таежные ландшафты, литогенной основой которых являются преимущественно скальные породы, как правило, геохимически устойчивы, а геодинамически малоустойчивы. Геолого-экологический потенциал долинно-таежных ландшафтов рек, сложенных аллювиальными, водно-ледниковыми и ледниковыми образованиями, является средне- и малоустойчивым [Государственная ..., 1999]. В пределах днщц долин горных рек развиваются мелко- и крупнополигональное растрескивание, пучение и наледообразование [Ландшафтная ..., 1988; Мерзлотно-ландшафтная ..., 1989].

В целом по комплексу природных факторов, воздействующих на эколого-геологическую обстановку на территории листа, ее можно оценить, как напряженную, и только на локальных участках разработки месторождений полезных ископаемых – как кризисную.

Территория листа заселена сравнительно слабо. Имеются два районных центра: поселки Усть-Мая и Хандыга с населением 5000 человек каждый. В пос. Джебарики-Хая с населением около 3000 человек ведется добыча каменного угля. Основные занятия населения – животноводство, овощеводство, оленеводство и охотничий промысел.

Охарактеризованные выше эколого-геологические условия территории позволяют выделить три категории площадей, различающихся по условиям жизнедеятельности человека. Они показаны на Схеме эколого-геологической обстановки. Для большей части территории характерна удовлетворительная экологическая обстановка. Напряженная обстановка складывается на отдельных участках вокруг населенных пунктов. И только районы разработки месторождений полезных ископаемых отличаются кризисной обстановкой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В итоге проведенных исследований составлен комплект Госгеолкарты-1000 (третье поколение) на площадь листа Р-53 – Хандыга, включающий геологическую карту дочетвертичных образований, карту четвертичных образований, карту полезных ископаемых, карту закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых. Основные графические приложения комплекта дополнены схемами масштаба 1 : 2 500 000 – геоморфологической, тектонической, глубинного строения, эколого-геологической и др., а также сопровождается объяснительной запиской с текстовыми приложениями и согласованной базой данных.

Комплект Госгеолкарты листа Р-53–Хандыга составлен на основе обобщения разнообразной ретроспективной информации, включающей данные среднемасштабных и крупномасштабных геологических съемок, среднемасштабных геологических карт (Госгеолкарта-200/1 и -200/2), в т. ч. на три листа – второго издания, геологической карты Якутии масштаба 1 : 500 000 (Южно-Верхоянский блок), тематических исследований, материалы геофизических и геохимических работ (ГФО и ГХО), поисковых и поисково-оценочных работ на все виды полезных ископаемых. Все это способствовало существенному уточнению структуры территории и построению современной геологической основы масштаба 1 : 1 000 000 листа Р-53 – Хандыга.

Были учтены следующие особенности геологического строения территории листа.

1. Геологическая карта дочетвертичных образований учитывает результаты предыдущего (новая серия) картосоставительского этапа, изданные и подготовленные к изданию средне- и мелкомасштабные карты, значительный объем материалов тематических исследований по стратиграфии, магматизму и тектонике. На основе современных стратиграфических схем уточнено геологическое строение ряда структурно-формационных зон, районов и площадей, проведено абсолютно полное расчленение всех типов разрезов в объеме местных стратиграфических подразделений – серий, свит и толщ.

2. Впервые на местные стратиграфические подразделения (свиты) расчленены триасовые и юрские образования, ранее картируемые в рангах ярусов (триас) или отделов (юра).

3. Магматические образования территории, ранее картируемые только по составу и возрасту, расчленены по комплексам согласно Верхояно-Колымской серийной легенде. Вновь выделено два палеозойских комплекса малых интрузий.

4. Выполнены новейшие радиогеохронологические датировки (U-Pb) по разновозрастным магматическим образованиям. Помимо того, собраны и проанализированы все ранее полученные данные по абсолютному возрасту, выполненные при различных работах предшественников после 1996 г. в лабораториях России и Канады.

5. Тектоническое строение территории рассмотрено с позиций современной плейт-тектоники. Для каждой складчатой системы выделены поочередно сменяющие друг друга геодинамические комплексы и соответствующие им формации. Впервые для территории составлена схема глубинного строения масштаба 1 : 2 500 000.

На карте четвертичных образований выделены 35 стратиграфо-генетических местных подразделения в соответствии с Верхояно-Колымской серийной легендой Госгеолкарты-1000/3. Рисовка их границ отличается большей точностью в отличие от границ на КЧО Госгеолкарты-1000/2 благодаря использованию авторами ГИС-технологий и современных материалов дистанционного зондирования.

При уточнении закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых, критериев их прогнозирования, локализации перспективных площадей и оценке прогнозных ресурсов листа Р-53 получены следующие результаты.

1. Локализованы минерагенетические подразделения площади листа Р-53 (восемь зон, 10 районов и 18 узлов). Их характеристика с впервые произведенной оценкой минерально-сырьевого потенциала приведена в соответствующей главе объяснительной записки.

2. Приведена современная оценка прогнозных ресурсов всех видов минерального сырья (включая авторские). Все данные по запасам и ресурсам объектов полезных ископаемых актуализированы по состоянию на 1.01.2019 г. Два паспорта учета прогнозных ресурсов: Светлинской (№ 5661082) и Лединской (№ 5661068) перспективных площадей рекомендованы для постановки на учет. Паспорт на Джалканскую перспективную площадь по меди получил отрицательную оценку эксперта ввиду его малой значимости и неблагоприятного ЭГП.

3. Получен прирост прогнозных ресурсов: золота – 18,8 т, Nb – 359,03 тыс. т; TR_{Ce} – 455,78 тыс.т; P₂O₅ – 274,033 тыс. т. Впервые приведены данные о прогнозной оценке на углеводородное сырье 16 структур Северо-Алданской НГО с суммарными ресурсами D₁ – 375 млн т УУВ.

4. Подготовлены рекомендации по постановке региональных геологосъемочных и поисковых работ на локализованных перспективных площадях ранга рудных районов и узлов, которые приведены ранее в тексте записки, в графических материалах и базе данных комплекта.

При составлении комплекта, несмотря на тщательно проведенный анализ результатов работ предшественников, полученных собственных данных, остались отдельные, не до конца решенные вопросы по геологическому строению и минерагении, которые требуют дальнейшего изучения:

- обоснование современными радиогеохронологическими методами возраста горбинского долеритового комплекса и вопрос о его распространении на территории площади листа;

- обоснование современными радиогеохронологическими методами возраста стратифицированных образований средне-позднерифейского возраста.

Имеющиеся высокоточные датировки U-Pb методом по бадделеиту и Sm-Nd методом долеритов улаханбамского комплекса (942, 975, 1005 млн лет), прорывающих рифейские отложения, указывают, что возраст улаханбамской свиты может быть более древним, чем принято в настоящее время;

- уточнение времени формирования по современным радиоизотопным данным фаз Лединского клинопироксенит-уртит-ийолит-щелочносиенит-миаскит-карбонатитового плутонического комплекса;

- структурно-вещественная характеристика, типизация субпослойных надвигов и выяснение их металлогенической роли, в первую очередь, в связи с золотым оруденением;

- анализ важнейших особенностей строения и развития территории с целью оценки ее перспектив на обнаружение промышленных коренных месторождений алмазов нетрадиционного типа.

Несмотря на высокую степень поисковой изученности восточной и юго-восточной частей листа, в границах ряда рудных зон и узлов имеются определенные перспективы на существенное повышение металлогенического потенциала, в частности:

- в Лединской рудной зоне при проведении дополнительного опробования и выполнения анализов современными методами возможно кратное повышение содержаний редкоземельных элементов в известных рудных телах и выявление новых;

- в Хохсолохском рудном узле на флангах известного проявления существуют реальные перспективы выявления новых сурьмяно-золоторудных тел;

- в Джалканском рудном узле Менкюленской зоны в целом при дополнительных исследованиях разрезов менкюленской свиты с сопутствующим поинтервальным опробованием возможно выявление новых участков медного оруденения.

На территории Северо-Алданской НГО в пределах территории листа наибольшие перспективы связываются с Майским выступом и восточной окраиной Приверхоянского краевого прогиба. Поиск месторождений УВС на территории Лено-Алданского междуречья является одной из важнейших задач, в рамках решения которой, в частности на территории листов Р-53-ХIV–ХVIII, рекомендуется проведение параметрического бурения и детальных сейсморазведочных работ с целью выявления локальных перспективных структур.

Не менее необходимы поиски новых месторождений питьевых подземных вод для круглогодичного обеспечения жизнедеятельности населения.

Рекомендовано проведение геологического доизучения площадей масштаба 1 : 200 000 в пределах листов:

- 1) Р-53-ХХХV – в связи с перспективами прироста полиметаллов с сопутствующим германием (до 8 %) и серебром по флангам месторождения Сардана.

- 2) Р-53-V – в связи с высоким потенциалом проявления рудного золота Хохсолох и Курпанджинского проявления медистых песчаников и сланцев и возможностью прогнозирования здесь объектов более высоких рангов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Абрамов Б. С.* Биостратиграфия каменноугольных отложений Сетте-Дабана (Южное Верхоянье). – М.: Наука, 1970. – 178 с.
2. *Абрамов Б. С., Григорьева А. Д.* Биостратиграфия и брахиоподы перми Верхоянья. – М.: Наука, 1988. – 207 с.
3. *Александрова В. А., Антропов В. Г., Калюжина Л. А. и др.* Окончательный геологический отчет о результатах поискового бурения на Уордахской площади. Сангар, 1988.
4. *Александрова Л. К., Беседина А. А., Ботев И. А. и др.* Отчет о геологических результатах геологоразведочных работ на нефть и газ ПГО «Ленанефтегазгеология» за 1985 г. (Хочомская скважина). – Якутск, – 1986.
5. *Алпатов В. В., Амузинский В. А., Заякина Н. В. и др.* Алмаз из золотоносной россыпи Аллах-Юньского района Восточной Якутии // Отечественная геология, 1997. – № 9. – С. 39–41.
6. *Альховик Т. С., Баранов В. В.* Стратиграфия нижнего девона Восточной Якутии (Северо-Восток России). – Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2001. – 149 с.
7. *Амузинский В. А., Урзов А. С., Мишин В. М., Галабала Р. О.* Вопросы алмазонасности западной части Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. – 2000 – № 5. – С. 6–8.
8. *Андрянов Н. Г.* Динамотермальный метаморфизм терригенных пород в западной части Южно-Верхоянского синклинория // Новости геологии Якутии. Вып. 3. – Якутск: Кн. изд-во, 1973. – С. 72–74.
9. *Андрянов Н. Г.* О взаимоотношении процессов метаморфизма и золоторудной минерализации в Южно-Верхоянском синклинории // ДАН СССР. – 1973₂. – Т. 211. – № 2. – С. 434–436.
10. *Андрянов Н. Г.* Метаморфические факторы локализации эндогенного оруденения // Методы геологических исследований при поисках твердых полезных ископаемых в Якутии. – Якутск: Кн. изд-во, 1983. – С. 25–28.
11. *Андрусенко А. М.* Тектоническое строение северо-западной части Верхояно-Колымской складчатой области по данным региональных геофизических исследований // Мезозойский тектогенез. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1969. – С. 75–78.
12. *Архипов Ю. В.* Стратиграфия триасовых отложений Восточной Якутии. – Якутск: Якутское книж. изд-во, 1974. – 270 с.
13. *Архипов Ю. В., Волкодав И. Г., Камалетдинов В. А., Ян-жун-шин В. А.* Надвиги западной части Верхояно-Чукотской складчатой области // Геотектоника. – 1981. – № 2. – С. 81–98.
14. *Афанасьева Е. К., Селезнев Ю. Н.* Государственное горно-геологическое предприятие «Аллах-Юньское» // Ты помнишь, товарищ... К 40-летию образования геологической службы Якутии. – Якутск: НИПК «Сахаполиграфиздат», 1997 – С. 17–27.

15. *Бабаян Г. Л.* Краткая характеристика и основные положения геологической интерпретации магнитных и гравитационных аномалий // Геологические результаты геофизических исследований в Якутской АССР. – Иркутск, 1972. – С. 5–16.
16. *Бабаян Г. Д.* Тектоника и нефтегазоносность Вилюйской синеклизы и прилегающих районов по геофизическим и геологическим материалам. – Новосибирск: Наука, 1973. – 144 с.
17. *Баранов В. В.* Положение базальтовых покровов в разрезе девона восточного обрамления Сибирской платформы // Докл. РАН. – 2008. – Т. 419. – № 1. – С. 86–89.
18. *Баранова Ю. П., Ильина И. А., Никитин В. П., Пнева Г. П., Фрадкина А. Ф., Шварева П. Я.* Миоцен Мамонтовой горы (стратиграфия и ископаемая флора). – М.: Наука, 1976. – 284 с.
19. *Башарин А. К.* Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. – М.: Наука, 1967. – 204 с.
20. *Бергер В. И., Иогансон А. К., Голубчина М. Н.* Распределение изотопов серы и свинца в мышьяково-сурьмяных и колчеданных проявлениях северного Сетте-Дабана. Значение изотопных исследований для повышения эффективности и качества геолого-поисковых работ. – Л., 1986. – С. 5–14.
21. *Берзин А. Г., Оболкин А. П., Севастьянов С. Ю., Егошин А. А., Дьяконова В. А.* Данные по геологии Алдано-Майского прогиба // Отечественная геология. – 2011. – № 6. – С. 21–26.
22. *Биджиев Р. А., Минаева Ю. И.* К вопросу об источниках сноса в период формирования нижнеюрских континентальных отложений в Центральной Якутии // ДАН СССР. – 1961. – Т. 136. – № 2. – С. 412–415.
23. *Биджиев Р. А., Натапов Л. М.* Новые данные о геологическом строении Нижнеалданской впадины // Геология и геофизика. – 1966. – № 12. – С. 48–55.
24. *Билибин Ю. А.* Избранные труды. Т. III. – М.: Изд-во АН СССР, 1961 г. – 518 с.
25. *Богданов Н. А., Добрецов Н. Л.* Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43. – № 2. – С. 101–114.
26. *Богослов Г. Г., Барышников Г. Г.* Позднечетвертичные хищные млекопитающие Якутии. – Новосибирск: Наука, 2013. – 211 с.
27. *Булгакова М. Д.* Кремнистые породы Верхояно-Колымской складчатой области // Литология и полезные ископаемые. – 1976. – № 5. – С. 99–108.
28. *Ваганов В. И., Варламов В. А., Фельдман А. А.* и др. Прогнозно-поисковые системы для месторождения алмазов // Отечественная геология. – 1995. – № 3.
29. *Вахрамеев В. А.* Стратиграфия мезозойских отложений восточной и южной частей Сибирской платформы // Тр. Межведомственного стратиграфического совещания по стратиграфии Сибири. – Л.: Гостоптехиздат, 1957. С. 19–29.
30. *Вихерт А. В.* Тектоника // Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 64–98.
31. *Волкодав И. Г.* Магматические формации и цикличность магматических процессов в Верхояно-Чукотской складчатой области // Геология и полезные ископаемые Яно-Колымской складчатой системы. – Якутск, 1984. – С. 57–74.
32. *Волкодав И. Г., Базилевская Р. В., Старников А. И.* Стратиграфия нижнего рифея Горностахской гряды (юго-восточная Якутия) // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. – С. 3–12.
33. *Волкодав И. Г., Гобунов А. И., Мехоношин В. Ф.* Перспективы создания новой полиметаллической базы в Якутии // Разведка и охрана недр. – 1976. – № 10. – С. 6–10.
34. *Волкодав И. Г., Старников А. И., Ян-жсин-шин В. А.* Стратиграфия уйской серии позднего докембрия Сетте-Дабана // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. – С. 12–21.
35. *Волкодав И. Г., Ян-жсин-шин В. А.* Некоторые особенности тектоники, металлогении и истории развития Южного Верхоянья // Современные тектонические концепции и

- региональная тектоника Востока СССР. – Якутск: Ин-т геологии ЯФ СО АН СССР, 1980. – С. 214–216.
36. *Воронов Б. Г.* Кыллахское активизированное поднятие и юго-восточная граница Сибирской платформы // Мезозойский тектогенез. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1969. – С. 184–186.
37. *Гаврильев Н. Н., Колосов П. Н., Мехоношин В. Ф., Старников А. И.* Стратиграфия и литология венда (юдомия) восточного крыла Горностахской антиклинали (Якутия) // Стратиграфия и палинология осадочных толщ Якутии: сборник научных трудов. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1982. – С. 3–19.
38. *Гадиятов В. Г., Маршинцев В. К.* Цветные камни Якутии и их месторождения. – Пермь: ИПК «Звезда», 2000. – 205–207 с.
39. *Галабала Р. О.* Об орогенезе в Западном Верхоянье // Мезозойский тектогенез. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1971. – С. 61–68.
40. *Гафаров Р. А.* Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ (Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской). – М.: Наука, 1976. – 270 с.
41. Геологические памятники Республики Саха (Якутия). – Новосибирск: «Студия-дизайн ИНФОЛИО», 1997. – 79 с.
42. Геологические памятники природы России / Авт.: А. М. Карпунин, С. В. Мамонов, О. А. Мироненко, А. Р. Соколов. – СПб.–М.: ЛОРИЕН, 1998. – 200 с.
43. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 9. Книга 2. Месторождения и бассейны Якутской АССР и островов Ледовитого океана. – М.: Недра, 1973. – 399 с.
44. Геологическая карта Якутии. Южно-Верхоянский блок. Масштаб 1 : 500 000 / Гл. ред. В. А. Ян-жин-шин. Зам. гл. ред. А. С. Урзов. Ред. кол.: Ю. В. Архипов, Г. В. Бирюлькин, В. С. Гриненко и др. Ред. блока В. А. Ян-жин-шин. Авт.: А. И. Старников (отв. исп.), Н. Н. Пушкарь, Г. А. Чернобровкина и др. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. – 15 л.
45. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа. – Л.: Недра, 1985. – 448 с.
46. *Глебовицкий В. А., Хильтова В. Я., Казаков И. К.* Тектоническое строение Сибирского крата: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. – 2008. – № 1. – С. 12–26.
47. *Глуховский М. З., Моралев В. М., Суханов М. К.* Тектоническое положение раннепротерозойских анокситов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза // Геотектоника. – 1993. – № 3. – С. 69–81.
48. *Гогин И. Я., Кропачев А. П., Иогансон А. К.* Вендско-нижнекембрийские отложения Сетте-Дабана // Новое в стратиграфии и палеонтологии нижнего палеозоя Средней Сибири. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978а. – С. 62–75.
49. *Гогин И. Я., Кропачев А. П., Иогансон А. К.* Стратиграфия ниже- и среднекембрийских отложений Сетте-Дабана // Новое в стратиграфии и палеонтологии нижнего палеозоя средней Сибири. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978б. – С. 73–85.
50. *Гогин И. Я., Пегель Т. В.* Атлас зональных комплексов ведущих групп раннепалеозойской фауны Севера России. Граптолиты, трилобиты. (Ч. 2. Трилобиты). – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1997. – 205 с.
51. *Гогин И. Я., Попов Л. Е.* Корреляция зональных подразделений майского, аюокканского и сакского ярусов основных регионов развития кембрийских отложений России и сопредельных стран. Зональные подразделения и межрегиональная корреляция палеозойских и мезозойских отложений России и сопредельных территорий. Кн. I. Палеозой. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1994. – С. 29–56.
52. *Гогин И. Я.* Юракийский горизонт верхнего кембрия и его корреляция в Средней Сибири // Региональная геология и металлогения. – 2004. – № 4. – С. 73–82.
53. *Горбунов А. И.* Стратиграфия докембрия северной части Юдомо-Майского прогиба (Якутия) // Геология и геофизика. – 1979. – № 4. – С. 44–50.
54. *Горлова А. Л., Винокуров Н. К., Круковская Л. А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Верхоянская. Лист Q-53-XXXIV. Объяснительная записка. – Хандыга, 2011.

55. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Майская серия. Лист Р-53-V (устье р. Менкюле) / Авт.: Л. Н. Ковалев, Е. Л. Мозалевский. Ред. В. А. Ян-жин-шин. – СПб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1996. – 1 л.
56. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Майская. Лист Р-53-V (р. Менкюле). Объяснительная записка / Сост.: Л. Н. Ковалев, Е. Л. Мозалевский. Ред. В. А. Ян-жин-шин. – М., 1998. – 93 с.
57. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Майская серия. Лист Р-53-VI (устье р. Чугучан) / Авт. Л. Н. Ковалев. Ред. В. А. Ян-жин-шин. – СПб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1994. – 1 л.
58. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Майская. Лист Р-53-XII (Росомаха) / Авт.: А. И. Старников, А. Ф. Филатов. Ред. В. А. Ян-жин-шин. – СПб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1996. – 1 л.
59. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Майская. Лист Р-53-XII (Росомаха). Объяснительная записка / Сост.: А. И. Старников, А. Ф. Филатов. Ред. В. А. Ян-жин-шин. – М., 1998. – 110 с.
60. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Майская. Лист Р-53-XVIII (Усть-Наталья). Объяснительная записка / Сост.: А. И. Старников, А. Ф. Филатов. Ред. В. А. Ян-жин-шин. – М., 1998. – 83 с.
61. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Майская серия. Лист Р-53-XVIII (мет. ст. Усть-Наталья) / Авт.: А. И. Старников, А. Ф. Филатов. Ред. В. А. Ян-жин-шин. – СПб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1999. – 1 л.
62. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Второе издание. Серия Юдомская. Лист Р-53-XXIV. Объяснительная записка. – СПб., 2001 (в издании).
63. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Второе издание. Серия Юдомская. Лист Р-53-XXX. Объяснительная записка. – СПб., 2000 (в издании).
64. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Второе издание. Серия Юдомская. Лист Р-53-XXXVI. Объяснительная записка, 2000 (в издании).
65. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист Р-54-XIII. Объяснительная записка, 2002 (в издании).
66. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Нижневилуйская. Лист Р-53-II / Авт.: Л. М. Натапов, И. М. Сборщиков, М. Н. Егорова. Ред. Л. П. Зоненшайн. – Л: Ленинградская картфабрика объединения «Аэрогеология», 1975. – 1 л.
67. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Нижневилуйская. Лист Р-53-II. Объяснительная записка / Сост.: Л. М. Натапов, И. М. Сборщиков, М. Н. Егорова. Ред. Л. П. Зоненшайн. – М., 1984. – 98 с.
68. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Майская. Лист Р-53-III / Авт.: И. М. Сборщиков, С. В. Тищенко, М. Г. Овандер. Ред. В. Д. Шутов – Л: Ленинградская картфабрика объединения «Аэрогеология», 1974. – 1 л.
69. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Майская. Лист Р-53-III. Объяснительная записка / Сост.: И. М. Сборщиков, С. В. Тищенко, М. Г. Овандер. Ред. В. Д. Шутов. – М., 1982. – 80 с.
70. Гидрогеология СССР. Т. XX. Якутия / Ред. тома А. И. Ефимов, И. К. Зайцев. – М.: Недра, 1970. – 384 с.
71. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Майская. Лист Р-53-XXIII. Объяснительная записка / Сост. Л. Н. Ковалев. Ред. В. А. Ян-жин-шин. – М., 1990. – 69 с.

72. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Майская серия. Лист Р-53-XXIX (Акра) / Авт.: В. А. Ян-жин-шин. Ред. В. Т. Матвеевко. – Л.: Ленинградская картфабрика объединения «Аэрогеология», 1976. – 1 л.
73. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Майская. Лист Р-53-XXIX (Акра). Объяснительная записка / Сост.: В. А. Ян-жин-шин. Ред. В. Т. Матвеевко. – М., 1977. – 60 с.
74. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Майская серия. Лист Р-53-XXXV (Зимовье 110-й км) / Авт. А. И. Старников, Ред. В. А. Ян-жин-шин. – Л.: Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1988. – 1 л.
75. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Майская. Лист Р-53-XXXV. (Зимовье 110-й км). Объяснительная записка / Сост. А. И. Старников. Ред. В. А. Ян-жин-шин. – М., 1989. – 88 с.
76. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист Р-52,53 (Якутск). Новая серия. Объяснительная записка. – СПб., 1999.
77. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист Р-54 – Оймякон. Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2013.
78. Гринберг Г. А., Бахарев А. Г. и др. Гранитоиды Южного Верхоянья. – М.: Недра, 1970. – 216 с.
79. Гриненко О. В., Камалетдинов В. А., Иваненко Г. В. и др. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Востока Сибирской платформы. – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2005.
80. Гурьев Г. А. Среднепалеозойская конседиментационная складчатость Северо-Востока СССР // Советская геология. – 1989. – № 8. – С. 67–73.
81. Гурьев Г. А., Кропачев А. П., Соболев А. Е. Стратиграфия среднего и верхнего девона хр. Сетте-Дабан // Сов. геология. – 1984. – № 1. – С. 58–66.
82. Гурьев Г. А., Симаков К. В., Худолей А. К. Новые данные о строении и возрасте байагантайской свиты // Геология и геофизика. – 1986. – № 3. – С. 103–106.
83. Гусев Г. С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. – М.: Наука, 1979. – 208 с.
84. Гусев Г. С., Петров А. Ф., Фрадкин Г. С. и др. Структура и эволюция земной коры Якутии. – М.: Наука, 1985. – 248 с.
85. Давыдов Ю. В. Пирокластические и кремнистые породы юдомской серии Юдомо-Майского складчато-глыбового поднятия // Геология и геофизика. – 1981. – № 5. – С. 61–68.
86. Давыдов Ю. В., Колосов П. Н., Авдеева В. И., Файзулина З. Х. Стратиграфический разрез верхнего докембрия Мокуйской скважины (Юго-Восточная Якутия) // Геология и полезные ископаемые Якутии. – Якутск: Бюл. НТИ. ЯФ СО АН СССР, 1982. – С. 6–9.
87. Данилов В. И., Казаков А. М., Могучева Н. К. Пограничные отложения перми триаса Северного Верхоянья // Бореальный триас. – М.: Наука, 1987. С. 31–38.
88. Егоров А. С. Глубинное строение и геодинамика литосферы Северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования геотраверсов России. – СПб.: Изд-во. ВСЕГЕИ, 2004. – 200 с.
89. Егорова Л. И., Шабанов Ю. Я., Пегель Т. В. и др. Майский ярус стратотипической местности (средний кембрий юго-востока Сибирской платформы). – М.: Наука, 1982. – 146 с.
90. Еловских В. В. О строении фундамента Верхояно-Колымской геосинклинальной области и его влиянии на металлогению Восточной Якутии // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 6. – Якутск, 1961. – С. 34–41.
91. Ермакова С. П. Аммоноидеи и биостратиграфия нижнего триаса Верхоянского хребта. – М.: Наука, 1981. – 138 с.
92. Ермакова С. П. Зональный стандарт бореального нижнего триаса. – М.: Наука, 2002. – 109 с.
93. Ермакова С. П., Тарасьев С. Л. Литостратиграфия триаса Северо-Восточного Верхоянья (Препринт.). – Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. – 34 с.

94. *Зигерт К., Штаух Г. и др.* Развитие оледенения Верхоянского хребта и его предгорий в плейстоцене: результаты новых исследований // Региональная геология и металлогения. – 2007. – № 30–31. – С. 222–228.

95. Золотоносность Вилюйской синеклизы и ее обрамления / Авт.: Ю. Н. Трушков, Э. Д. Избеков, А. И. Томская, В. И. Тимофеев. – Новосибирск: Изд-во «Наука», Сиб. отд., 1975. – 149 с.

96. *Зоненшайн Л. П.* Тектоника и анализ складчатости Верхоянья // Геотектоника. – 1965. – № 2. – С. 58–78.

97. *Зоненшайн Л. П., Сборщиков И. М.* Петроструктурный анализ некоторых складок Западного Верхоянья // Геотектоника. – 1965. – № 4. – С. 92–105.

98. *Иванов В. А.* Сетте-Дабанский горст-антиклинорий // Геология СССР. Т. XVIII. Западная часть Якутской АССР. Ч. I. Геологическое описание. Кн. 2. – М.: Недра, 1971. – С. 173–181.

99. *Ильина В. И.* Спорово-пыльцевые комплексы нижнеюрских отложений среднего течения р. Вилюя // Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя Сибири и дальнего Востока. – М.: Наука, 1969а. – С. 70–78.

100. *Ильина В. И.* Климат Западной и Средней Сибири в раннеюрскую эпоху по палинологическим данным // Геология и геофизика. – 1969б. – № 10. – С. 10–17.

101. *Имаев В. С., Имаева Л. П., Козьмин Б. М.* Сейсмотектоника Якутии. – М.: ГЕОС, 2000. – 227 с.

102. *Индолев Л. Н.* Магматизм и связь с ним оруденения в северной части Южно-Верхоянского синклиория // Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии. – М.: Наука, 1965. – С. 5–85.

103. *Иогансон А. К.* Закономерности размещения стратиформных свинцово-цинковых месторождений Майско-Кыллахской зоны (Юго-Восточная Якутия). Автореф. канд. дисс. Л., 1978. – 26 с.

104. *Иогансон А. К.* Геологическое строение Курпанджинского рудного поля и условия формирования медного оруденения // Стратиформное оруденение Якутии. – Якутск, 1988. – С. – 87–98.

105. *Казаков А. М. и др.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири // Триасовая система. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2002. – 322 с.

106. *Казакова Г. Г., Васькин А. Ф., Кропачев А. П. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-54 – Оймякон. Объяснительная записка СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. – 400 с.

107. *Камалетдинов В. А., Минюк П. С.* Биостратиграфия неогеновых отложений западной части Нижнеалданской впадины // Палеомагматизм фанерозойских отложений Востока и Северо-Востока Азии. – Магадан, 1982. – С. 78–84.

108. *Канаев А. П., Политова С. И., Белякин В. И. и др.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Приохотская. Листы Р-54-XXI, XXVII, XXXIII. Объяснительная записка. – М., 1988. – 155 с.

109. *Каныгин А. В., Ядренкина А. Г., Тимохин А. В. и др.* Ордовик Сибирской платформы // Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. – Новосибирск: Академ. изд-во «ГЕО», 2007. – 269 с.

110. Карта гидрогеологического районирования территории Российской Федерации. Масштаб 1 : 2 500 000 / Под ред. В. В. Куренного, С. Л. Пугача. – М.: Роснедра, 2004.

111. Карта общего сейсмического районирования Российской Федерации. ОСР-97-А масштаба 1 : 8 000 000. – М., 2000.

112. Карта общего сейсмического районирования Российской Федерации. ОСР-97-В масштаба 1 : 8 000 000. – М., 2000.

113. Карта рельефа подошвы литосферы России (по глубинам заложения структур центрального типа). Масштаб 1 : 10 000 000 / Под ред. В. В. Соловьева. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1995. – 1 л.

114. Карта полезных ископаемых Республики Саха (Якутия). Масштаб 1 : 1 500 000 / Гл. ред. Л. Н. Ковалев. Ред. кол.: В. В. Калашников (отв. ред.), Г. С. Громов, Г. В. Денисов

и др. Сост.: В. А. Ян-жин-шин (отв. исп.), М. А. Бутакова, А. Н. Волченко и др. – СПб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. – 6 л.

115. Карта экзогенных геологических процессов России. Масштаб 1 : 2 500 000 / Гл. ред. А. И. Шеко. – М.: ВСЕГИНГЕО, 2000.

116. Киричкова А. И., Самылина В. А. Корреляция нижнемеловых отложений Ленского угленосного бассейна и Северо-Востока СССР // Сов. Геология. – 1978. – № 12. – С. 3–18.

117. Киричкова А. И., Самылина В. А. Особенности палеофлористической характеристики континентальных отложений верхней юры и неокома севера Сибири // Пограничные ярусы юрской и меловой систем. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. – 1984. – Вып. 644. – С. 161–167.

118. Клец А. Г. Верхний палеозой окраинных морей Ангарида. – Новосибирск: Гео., 2005. – 240 с.

119. Клыжко К. Ф., Архипов Ю. В., Николаев Ф. В. Стратиграфия триасовых отложений междуречья Дьянышка–Тумара (Западное Верхоянье) // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР, 1963. Вып. 11. – С. 40–54.

120. Ковалев Л. Н., Мозалевский Е. Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Майская. Лист Р-53-V (р. Менкюле). Объяснительная записка. – М.: Якутскгеология, 1998. – 93 с.

121. Ковач В. П., Котов А. Б., Смеров А. П., Старосельцев К. В., Сальникова Е. Б., Загорская Н. Ю., Сафронов А. Ф., Павлушин А. Д. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы, Sm-Nd изотопные данные // Петрология. – 2000. – Т. 8. – № 4. – С. 394–408.

122. Козьмин Б. М., Имаев В. С., Имаева Л. П. Сейсмичность и современная геодинамика // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – С. 33–68.

123. Кокин А. В. Золотое оруденение в дайках диабазов Сетте-Дабанского антиклинария // ДАН СССР. – 1987. – Т. 295. – № 2. – С. 443–447.

124. Кокин А. В., Силичев М. К. Литолого-петрохимические и геохимические особенности отложений, вмещающих золотое оруденение в Юго-Восточной Якутии. // Литология и полезные ископаемые. – 1987. – № 3. – С. 119–128.

125. Кокин А. В., Андриянов Н. Г. Золоторудная минерализация Юго-Восточной Якутии с позиций тектоно-фациального анализа // Тектонофации и геология рудных объектов. – Алма-Ата: Наука, 1989. – С. 15–29.

126. Кокин А. В. Золото в терригенном верхоянском комплексе и изверженных породах Восточной Якутии // Геология и геофизика. – 1990. – № 3. – С. 47–55.

127. Кокин А. В., Сухоруков В. И., Шишигин П. Р. Региональная геохимия (Южное Верхоянье). – Ростов-на-Дону, 1999. – 432 с.

128. Колодезников И. И., Левашов К. К., Маршинцев В. К. и др. Геология и перспективы алмазоносности юго-восточной окраины Сибирской платформы и Сетте-Дабана. – М.: Недра, 1996.

129. Кондратьева Л. А., Анисимова Г. С., Стручков К. К. Комплексная рудоносность и алмазоносность Белореченской зоны Сетте-Дабанского палеорифта // Отечественная геология. – 2010. – № 6. – С. 3–11.

130. Константиновский А. А. Улканский и Билякчанский среднепротерозойские грабены юго-востока Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1974. – № 4. – С. 72–84.

131. Коржуев С. С. Рельеф и геологическое строение // Природные условия и ресурсы СССР. – М.: Недра, 1965. – 104–105 с.

132. Коростелев В. И. Южно-Верхоянский синклиниорий // Геология СССР. Т. XVIII. Западная часть Якутской АССР. Ч. I. Геологическое описание. Кн. 2. – М.: Недра, 1971. – С. 181–183.

133. Коростелев В. И. Геология и тектоника Южного Верхоянья. – Новосибирск: Наука, 1982. – 217 с.

134. Кошелкина З. В. Стратиграфия и двустворчатые моллюски юрских отложений Вилюйской синеклизы и Приверхоянского краевого прогиба // Труды СВКНИИ (Магадан). – 1963. – Вып. 5. – 221 с.
135. Кропачев А. П., Борковая Е. А., Федорова Н. П. Среднепалеозойские олистостромы Сетте-Дабана // Сов. геология. – 1988. – № 5. – С. 67–76.
136. Кропачев А. П., Ганелин В. Г., Матвеев А. В. Нижнекаменноугольные отложения севера Сетте-Дабана // Советская геология. – 1988а. – № 7. – С. 53–62.
137. Кропачев А. П., Коновалов А. Л., Борковая Е. А., Мурашева Н. П. Палеозойские отложения севера Сетте-Дабана, Юго-Восточная Якутия: комплексное изучение олистостром // Основы геодинамического анализа при геологическом картировании. – М, 1997. – С. 477–486.
138. Кропачев А. П., Кропачева Г. С., Иогансон А. К., Гурьев Г. А. Стратиграфия нижнекаменноугольных отложений севера Сетте-Дабана (Южное Верхоянье) // Советская геология. – 1980. – № 10. – С. 56–67.
139. Кропачев А. П., Кутырев Э. И., Русецкая Г. А. Эпигенетические образования в силурийской карбонатной толще севера Сетте-Дабана // Литология и полезные ископаемые. – 1982. – № 6. – С. 126–132.
140. Кузьмин В. К., Беляцкий Б. В., Наумов М. В. Первые Sm-Nd данные о позднеордовикском возрасте гранитоидов Верхнемайского поднятия (Охотский массив) // Докл. АН РФ. – 2003. – Т. 390. – № 2. – С. 228–232.
141. Кутыгин Р. В., Будников И. В., Клец А. Г., Перегудов Л. Г. О находке гониатита Eoshamardites в кыгылтасской свите Западного Верхоянья // Отечественная геология. – 2008, № 5. – С. 60–66.
142. Кутырев Э. И., Кропачев А. П., Гурьев Г. А. Флюоритовое и флюорит-сфалеритовое оруденение Сетте-Дабана // Разведка и охрана недр. – 1982. – № 2. – С. 20–23.
143. Кутырев Э. И., Соболев А. Е., Исправников А. В. и др. Медистые песчаники и медистые базальты Сетте-Дабанского региона // Стратиформное оруденение Якутии. – Якутск, 1988. – С. 74–87.
144. Ландшафтная карта СССР. Масштаб 1 : 4 000 000 / Науч. ред. А. Г. Исаченко. – М.: ГУКГ СССР, 1988.
145. Ландшафтная эколого-геохимическая карта России. Масштаб 1 : 5 000 000, 1994.
146. Левашов К. К. Проблемы алмазонасности Сетте-Дабана // ДАН СССР. – 1970. – Т. 195. – № 2. – С. 426–428.
147. Левашов К. К. Среднепалеозойская рифтовая зона Сетте-Дабана // ДАН СССР. – 1974. – Т. 219. – № 3. – С. 689–692.
148. Левашов К. К. Палеорифтовая структура восточного обрамления Сибирской платформы // Советская геология. – 1977. – № 10. – С. 59–75.
149. Легенда Нижнеамгинской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе) / Сост. и ред. В. А. Камалетдинов. – Якутск, 1999.
150. Лейтциг А. В., Панов В. В. Тектоническое строение и основные этапы формирования Приверхоянского прогиба // Тектоника Сибири. Т. 1. – Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1962. – С. 181–188.
151. Лысак С. В., Балобаев В. Т., Дучков А. Д. и др. Тепловой поток Сибири и Монголии // Методика и результаты изучения пространственно-временных вариаций геофизических полей. – Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1992. – С. 6–43.
152. Малич Н. С. Формационный анализ и Гостеолкарта масштаба 1 : 50 000 «Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях»: Сб. научн. тр. – Л., 1988. – С. 10–14.
153. Малков Д. С., Кряжев А. А., Сурнин А. И. Гидрогеохимическая характеристика поверхностных вод Предсеттедабанского прогиба в свете перспектив нефтегазонасности // Мат-лы Всероссийского форума с международным участием, посвященного 150-летию ак. В. А. Обручева, 130-летию ак. М. А. Усова и 120-летию проф. Н. Н. Урванцева – Томск, 2013. – С. 524–528.

154. Малышев С. В., Худолей А. К., Ершова В. Б., Гласмахер У. А., Стокли Д., Калинин М. А., Казакова Г. Г., Третьяков М. Ф. Формирование складчато-надвиговой структуры западной части Южного Верхоянья по данным низкотемпературной термохронологии // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю. М. Пушаровского. – М.: ГЕОС, 2017. – С. 268–271.
155. Межвилк А. А. Ленский структурный шов // Тектоника Сибири. Т. IV. – М.: Наука, 1970. – С. 53–60.
156. Мезенцев А. В., Несененко А. П., Сухоруков В. И., Ян-жун-шин В. А. Новые данные о строении и корреляции Юдомской серии Кыллахского поднятия // Геология и геофизика. – 1978. – № 3. – С. 19–28.
157. Мельников Н. В., Якишин М. С., Шишкин Б. Б. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. – Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2005. – 428 с.
158. Мерзлотно-ландшафтная карта Якутской АССР. Масштаб 1 : 2 500 000. – Новосибирск: ГУГК, 1989.
159. Мерзлотные ландшафты Якутии. (Пояснительная записка к Мерзлотно-ландшафтной карте Якутской АССР масштаба 1 : 2 500 000 / А. Н. Федоров, Т. А. Ботулу, С. П. Варламов и др. – Новосибирск: ГУГК, 1989.
160. Минерагеническая карта России. Масштаб 1 : 5 000 000 / Гл. ред. О. В. Петров – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
161. Минюк П. С. Палеомагнитные исследования верхней части разреза Мамонтова Гора на р. Алдан // Геология кайнозоя Якутии. – Якутск: Изд-во ЯФ АН СССР, 1982. – С. 22–27.
162. Миюцен Мамонтовой Горы (стратиграфия и ископаемая флора). – М.: Наука, 1976. – 284 с.
163. Мишин В. М. Тектонические закономерности формирования и размещения экзогенных полезных ископаемых восточной части Сибирской платформы и прилегающего складчатого обрамления. Автореферат канд. дисс. – Якутск, 1974. – 24 с.
164. Мишин В. М., Бадарханов Ю. Н., Болонзев В. И. Якутский мегакратон: нетрадиционные аспекты тектоники и минерагении. – Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1987. – 155 с.
165. Мокшанцев К. Б. (отв. ред.). Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 1 500 000. – М.: ГУГК, 1976. – 6 л.
166. Мокшанцев К. Б., Горништейн Д. К., Гусев Г. С., Лутц Б. Г., Петров А. Ф., Сластенов Ю. Л., Фрумкин И. М., Штех Г. И. Тектоника Якутии. – Новосибирск: Наука, 1975. – 198 с.
167. Мокшанцев К. Б., Горништейн Д. К., Гудков А. А. и др. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхоянско-Чукотской области. – М.: Наука, 1968. – 172 с.
168. Муромцева В. А., Гуськов В. А. Пермские морские отложения и двустворчатые моллюски Советской Арктики. – Л.: Недра. – 1984. – 208 с.
169. Натапов Л. М. Государственная геологическая карта. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист – Р-52,53 – Якутск. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. – 186 с.
170. Натапов Л. М., Биджиев Р. А. Новые данные о строении Нижне-Алданской впадины // Геология и геофизика. – 1966. – № 12. – С. 65–71.
171. Неймарк Л. А., Ларин А. М., Яковлева С. З. U-Pb возраст магматических пород Улканского грабена, юго-восток Алданского щита. Докл. РАН. – 1992. – Т. 323. – № 2. – С. 1152–1156.
172. Неменман И. С. К методике полевого картирования слабых метаморфических преобразований на юге Аллаха-Юньской зоны // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. – С. 97–106.
173. Николаевский А. А. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и ее обрамления. – М.: Наука, 1968. – 183 с.

174. Новые данные о рифейском тектогенезе на Северо-Востоке России / А. К. Худолей, Р. Рейнбирд, Р. Стерн, А. П. Кропачев и др. // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Т. II. Материалы совещания. – М.: Геос, 1999. – С. 261–264.
175. *Оболкин А. П., Севостьянов С. Ю., Григорьева Т. И., Дьяконова В. А., Фаррахов А. К.* Строение и перспективы нефтегазоносности малгинской и тоттинской свит керпыльской серии среднего рифея Алдано-Майского прогиба по данным сейсморазведки // Черные сланцы: геология, литология, геохимия, значение для нефтегазового комплекса, перспективы использования как альтернативного углеводородного сырья: Материалы Всероссийской научно-практической конференции, 23–25 июля 2015 г. – Якутск: Ахсаан, 2015. – С. 41–46.
176. *Овчинникова Г. В., Семихатов М. А., Васильева И. М. и др.* Pb-Pb возраст известняков среднерифейской малгинской свиты, Учуро-Майский регион Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2001. – № 6. – С. 3–16.
177. *Одинцова М. М.* Палинология раннего мезозоя Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1977. – 115 с.
178. *Павлов В. Э., Бураков К. С. и др.* Палеомагнетизм силлов Учуро-Майского района и оценка напряженности геомагнитного поля в позднем рифее // Физика Земли. – 1992. – № 1. – С. 92–101.
179. *Павлов В. Э., Галле И., Петров П. Ю., Журавлев Д. З., Шаццло А. В.* Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родинии // Геотектоника. – 2002. – № 4. – С. 26–41.
180. *Павлов В. Э., Манукян А. М., Шарковский М. Б., Левашиова Н. М.* Первые сведения по палеомагнетизму рифея Охотского массива // Докл. РАН. – 1991. – Т. 317. – № 3. – С. 688–692.
181. Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. – Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. – 184 с.
182. *Панов В. В., Тихомирова В. В.* Стратиграфия верхнепалеозойских и мезозойских отложений центральной части Западного Верхоянья и Приверхоянского прогиба. – Якутск: ЦКТЭ, 1959. Т. 1–3.
183. *Парфенов Л. М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. – Новосибирск: Наука, 1984. – 192 с.
184. *Парфенов Л. М. (редактор).* Геодинамическая карта Якутии и сопредельных территорий масштаба 1 : 1 500 000. – Якутск: ГУГК, 1994. – 12 листов.
185. *Парфенов Л. М.* Разрывные дислокации Верхоянской складчатой зоны и проблемы нефтегазоносности // Геология и геофизика. – 1985. – № 12. – С. 8–18.
186. *Парфенов Л. М., Прокопьев А. В.* Надвиговые структуры Кылахской гряды (Южное Верхоянье) // Геология и геофизика. – 1986. – № 12. – С. 3–15.
187. *Парфенов Л. М., Прокопьев А. В.* Фронтальные надвиговые структуры Верхоянского складчатого пояса // Геология и геофизика. – 1993. – № 3. – С. 23–34.
188. *Парфенов Л. М., Прокопьев 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.
189. *Парфенов Л. М., Берзин Н. А., Ханчук А. И., Бадарч Г., Беличенко В. Г., Булгаков А. Н., Дриль С. И., Кириллова Г. Л., Кузьмин М. И., Ноклеберг У., Прокопьев А. В., Тимофеев В. Ф., Томуртогов О., Янь Х.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – № 6. – С. 7–42.
190. *Пельман Ю. Л., Аксарина Н. А., Конева С. П., и др.* Древнейшие брахиоподы территории Северной Евразии. – Новосибирск: ОИГГиМ РАН, 1992. – 145 с.
191. Перспективы нефтегазоносности Восточно-Сибирской платформы / Авт.: В. Г. Васильев, В. С. Волхонин, И. П. Карасев и др. Под ред. В. Г. Васильева. – М.: Недра, 1968. – 331 с.
192. По следам мамонтов. Экспедиции, исследования и выставки Музея Мамонта / П. А. Лазарев (отв. ред.), Г. Г. Боесков, А. Н. Тихонов и др. – Якутск: ОАО «Медиахолдинг Якутия», 2007. – 80 с.

193. Подвысоцкий В. Т., Белов Е. Н. Состав и условия формирования древних осадочных коллекторов и россыпей алмазов. – Якутск, 1995. – 164 с.
194. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 41. – СПб., 2012. – 44 с.
195. Принципы гидрогеологической стратификации и гидрогеологического районирования территории России. – М., 1998. – 21 с.
196. Прокопьев А. В. Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья. – Якутск: Якутский научный центр СО АН СССР, 1989. – 128 с.
197. Прокопьев А. В. Верхояно-Черский коллизионный ороген // Тихоокеанская геология. – 1998. – Т. 17. – № 5. – С. 3–10.
198. Прокопьев А. В., Бахарев А. Г., Гамянин Г. Н., Зайцев А. И. Интерференция синхронных геодинамических событий (на примере Верхояно-Колымских мезозойид) // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии. – Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН, 2006. – С. 57–60.
199. Прокопьев А. В., Бахарев А. Г., Торо Х., Миллер Э. Л., Хоуриген Дж. К., Думитру Т. А. Среднепалеозойский окраинно-континентальный магматизм и мезозойские метаморфические события зоны сочленения Североазиатского кратона и Охотского террейна // Отечественная геология. – 2003. – № 6. – С. 57–63.
200. Прокопьев А. В., Дейкуненко А. В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – С. 156–198.
201. Прокопьев А. В., Парфенов Л. М., Томишин М. Д., Колодезников И. И. Чехол Сибирской платформы и смежных складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – С. 113–155.
202. Прокопьев А. В., Гриненко В. С. Дислокации широтной ветви Верхоянской тектонической зоны в пределах Сордогинского хребта и увала Деленгинных // Стратиграфия, тектоника и полезные ископаемые Якутии. – Якутск: ЯГУ, 1992. – С. 103–114.
203. Прокопьев А. В., Бахарев А. Г., Торо Х., Миллер Э. Л., Хоуриген Дж. К., Думитру Т. А. Среднепалеозойский окраинно-континентальный магматизм и мезозойские метаморфические события зоны сочленения Северо-Азиатского кратона и Охотского террейна: новые геохимические и геохронологические данные и их геодинамическая интерпретация // Отечественная геология. – 2003. – № 6. – С. 57–64.
204. Прокопьев А. В., Торо Х., Думитру Т. А., Миллер Э. Л., Хоуриген Дж. К. История формирования надвиговых структур Южного Верхоянья (Восточная Якутия) на основе метода трекового датирования (АФТА) // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2004. – С. 83–86.
205. Прокопьев А. В., Торо Х., Думитру Т. А., Миллер Э. Л. Мезозойский орогенез в Южном Верхоянье // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 60-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН, 5–7 апреля 2017 г.: – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2017. – Т. 2. – С. 203–207.
206. Прокопьев А. В., Торо Х., Миллер Э. Л. Первые данные по U-Pb датированию обломочных цирконов из верхнепалеозойских и мезозойских осадочных пород Южно-Верхоянского орогенного пояса // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции, 18–20 апреля 2018 г. Т. II. – Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, 2018. – С. 142–147.
207. Прокопьев А. В., Фридовский В. Ю. Структурные исследования в Южном Верхоянье // Геология и рудоносность Якутии. – Якутск: ЯГУ, 1989. – С. 12–23.
208. Протопопов Р. И., Трущев А. М., Протопопов Г. Х., Федорова С. С., Жарикова Л. П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-53 – Верхоянск. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 437 с.

209. Пуцаровский Ю. М. О тектоническом строении Приверхоянского краевого прогиба // Известия Академии наук СССР. Серия геол. – 1955. – № 5.
210. Пуцаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии. Тектоника СССР. Т. V. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 236 с.
211. Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. – М.: Наука, 1972. – 222 с.
212. Резанов И. В. Особенности, строение и развитие мезозойды Северо-Востока СССР. – М.: Наука, 1968. – 224 с.
213. Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. – Магадан, 1978. – 192 с.
214. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982). – Магадан, 1987.
215. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002) // Ред. Т. Н. Корень, Г. В. Котляр. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. – 268 с.
216. Рифогенные и сульфатонесущие формации фанерозоя СССР / Авт.: Г. А. Беленицкая, Н. М. Задорожная, А. К. Иогансон и др. – М.: Недра, 1991. – 292 с.
217. Розанов А. Ю., Репина Л. Н. и др. Кембрий Сибири 1992. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд. – 135 с.
218. Розен О. М., Манаков А. В., Зинчук Н. Н. Сибирский кратон: формирование, алмазонность. – М.: Научный мир, 2006. – 210 с.
219. Русанов Б. С. Ископаемые бизоны Якутии. – Якутск: Якутское книжное издательство, 1975. – 144 с.
220. Сагир А. В. Особенности развития и металлогения Сетте-Дабанского палеорифта // Отечественная геология. – 1997. – № 2. – С. 17–21.
221. Сагир А. В. Особенности развития и металлогении Сетте-Дабанского палеорифта // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 34. – № 4. – С. 740–745.
222. Сагир А. В. Лампроитовые диатремы Восточной Якутии. – М., 2003.
223. Сагир А. В., Дорофеева Р. Н., Круковский П. Ю., Филатова Ю. Б. Структура, магматизм и металлогения Белореченской зоны Сетте-Дабанского палеорифта // Отечественная геология. – 2010. – № 1. – С. 34–43.
224. Сафронов А. Ф., Ивенсен Г. В. Породы-коллекторы Предверхоянского прогиба. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1996. – 94 с.
225. Сборник. Прогнозные ресурсы твердых полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2016 г. Вып. 1. Черные, цветные, редкие металлы и уран. – М., 2017. – 182 с.
226. Сборник. Прогнозные ресурсы твердых полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2016 г. Вып. 2. Благородные металлы и алмазы. – М., 2017. – 132 с.
227. Сборник. Прогнозные ресурсы твердых полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2016 г. Дополнительный выпуск. Сводные данные по материалам учета прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых региональными и территориальными органами управления фондом недр (Роснедра) и профильными институтами за 2010–2015 гг. – М., 2017. – 116 с.
228. Сборщиков И. М., Тищенко С. В., Овандер М. Г. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Верхоянская. Лист Р-53-III. Объяснительная записка. – М.: МинГео СССР. «Аэрогеология». 1982. – 80 с.
229. Семихатов М. А., Серебряков С. Н. Сибирский гипостратотип рифея. – М.: Наука, 1983. – 224 с.
230. Семихатов М. А., Овчинникова Г. В., Горохов И. М., Кузнецов А. Б., Васильева И. М., Гороховский Б. М., Подковыров В. Н. Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Pb-Pb-геохронология карбонатных пород лахандинской серии, восточная Сибирь // Докл. РАН. – 2000. – Т. 372. – № 2. – С. 216–221.
231. Семихатов М. А., Кузнецов А. Б., Горохов И. М., Константинова Г. В., Мельников Н. Н., Подковыров В. Н., Кутявин Э. П. Низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде Грен-

вильского и пост-Гренвильского времени: определяющие факторы // Стратиграфия. – Геологическая корреляция. – 2002. – Т. 10. – № 1. – С. 3–46.

232. Семихатов М. А., Овчинникова Г. В., Горохов И. М. и др. Рb-Рb изохронный возраст и Sr-изотопная характеристика верхнеюдомских карбонатных отложений (венд Юдомо-Майского прогиба, Восточная Сибирь) // Докл. РАН. – 2003. – Т. 393. – № 1. – С. 83–87.

233. Симанович И. М., Андриянов Н. Г. Начальный метаморфизм пород верхоянского комплекса (Южное Верхоянье) // Литология и полезные ископаемые. – 1994. – № 3. – С. 103–115.

234. Синдюков Ш. А., Болотова И. А., Демченко Н. С. Геологическое строение и угленосность мезозойских отложений Лено-Алданского междуречья // Угленосные отложения и угли Якутии: Сборник научных трудов. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1994. – С. 27–36.

235. Ситников В. С., Спектор В. Б. Вилюйско-Алданская система дислокаций // Геофизические исследования в Якутии. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1978. – С. 35–45.

236. Смелов А. П., Габышев В. Д., Ковач В. П., Котов А. Б. Общая структура фундамента восточной части кратона // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – С. 33–68.

237. 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.

238. Соболев А. Е. Вендские мафиты и минералогия Южного Верхоянья // Докл. РАН. – 1992. – Т. 327. – № 4–6. – С. 557–560.

239. Соболев А. Е. Докембрийские мафиты Южного Верхоянья // Сов. геология. – 1989. – № 5. – С. 99–100.

240. Соболев П. Н., Шиганова О. В., Дыхан С. В., Ахмедова А. Р. Новые данные о перспективах нефтегазоносности Алдано-Майской впадины // Геология и геофизика. – 2017. – № 3–4. – С. 643–656.

241. Ставцев А. Л. Механизм образования складчатых и разрывных структур Южного Верхоянья // ДАН СССР. – 1971. – Т. 200. – № 6. – С. 1411–1414.

242. Ставцев А. Л. О тектонике и металлогении краевых чешуйчато-надвиговых зон в обрамлении древних платформ // Геология рудных месторождений. – 1976. – № 1. – С. 29–45.

243. Ставцев А. Л. Тектоника и полезные ископаемые зон сочленения древних платформ и подвижных поясов. – М.: Недра, 1983. – 140 с.

244. Старников А. И. Условия формирования и закономерности размещения стратиформного медного и свинцово-цинкового оруденения Кыллахского поднятия // Автореферат канд. дисс. – Л., 1989. – 19 с.

245. Старников А. И., Пушкарь Н. Н., Чернобровкина Г. А., Гриненко В. С., Кирусенко Т. С., Мозалевский Е. Л., Ковалев Л. Н. Геологическая карта Якутии. Южно-Верхоянский блок. Масштаб 1 : 500 000. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1995. – 15 л.

246. Старников А. И., Филатов А. В. Ордовикские отложения северной части Кыллахского поднятия // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. – Хабаровск: ГПП ПГО «Дальгеология», 1990. – С. 55–57.

247. Старосельцев В. С., Шишкин Б. Б. Обстановки накопления углеродистых пород кембрия Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 5–6. – С. 787–796.

248. Стогний Г. А., Стогний В. В. Строение литосферы Верхояно-Колымской орогенной области // Отечественная геология. – 2000. – № 5. – С. 41–44.

249. Стогний Г. А., Стогний В. В. Геофизические поля восточной части Североазиатского кратона. – Якутск: ГУП НИПК «Сахаполиграфиздат», 2005. – 174 с.

250. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда Юго-Восточной Якутии. – Новосибирск: Изд-во «Наука», Сиб. отд., 1979. – 232 с.

251. Сухов С. С. Среднекембрийские отложения юго-востока Сибирской платформы (стратиграфия, фации, условия накопления). Автореферат канд. дисс. – Новосибирск, 1983. – 12 с.

252. Сухов С. С., Шабанов Ю. Я., Пегель Т. В. и др. Кембрий Сибирской платформы. Т. 1, Стратиграфия // Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. – Новосибирск: ИНГ СО РАН, 2016. – 497 с.
253. Сухоруков В. И. Опорные разрезы верхнего рифея хребта Улахан-Бам // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Новосибирск: ИГ и Г СО АН СССР, 1986. – С. 23–65.
254. Сухоруков В. И. Геология верхнерифейских и вендских образований Сетге-Дабана (Якутия). Автореферат канд. дисс. – Якутск, 2003. – 26 с.
255. Сухоруков В. И., Осипов В. Н., Зубков Ю. А. Новые данные о расчленении и корреляции улахской серии Сетге-Дабана // Геология и геофизика. – 1989. – № 10. – С. 18–27.
256. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л. М. Парфенов, М. И. Кузьмин. – М.: МАИК, «Наука/Интерпериодика», 2001. – 571 с.
257. Тельшев В. И., Павлов М. А., Бородин А. М. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов средних течений рек Аллах-Юнь и Юдома (листы Р-54-XXV, XXXI). Отчет Аллах-Юньской партии о результатах ГДП-200 в 1983–1987 гг. – Хабаровск, 1987. ДВ ТФИ.
258. Тесаков Ю. И., Предтеченский Н. Н., Лопушинская Т. В. и др. Силур Сибирской платформы // Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. – 403 с.
259. Томская А. И. Кормовая база мамонта в позднем плейстоцене Якутии. – Якутск, 2000. – 60 с.
260. Третьяков Ф. Ф. Среднепалеозойские рифтогенные структуры в основании Верхоянского складчатого пояса // Отечественная геология. – 2004. – № 4. – С. 57–60.
261. Третьяков Ф. Ф., Прокопьев А. В. Тектоническое строение северной части Южно-Верхоянского орогенного пояса (Восточная Якутия) по данным опорного геофизического профиля 3-ДВ // Отечественная геология. – 2015. – № 5. – С. 96–99.
262. Трушков Ю. Н. Условия формирования и закономерности распределения россыпей в мезозойдах Якутии. – М.: Наука, 1971. – 265 с.
263. Тугаринов А. И., Ступникова Н. И., Зыков С. И. К геохронологии юга Сибирской платформы // Известия Академии наук СССР, сер. геол. – 1965. – № 1. – С. 15–23.
264. Угленосность и угленосные формации Якутии. – М.: Наука, 1966. – 170 с.
265. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа): Объяснительная записка (текст, схема) / Под ред. В. С. Волковой, Б. А. Борисова, В. А. Камалетдинова. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010.
266. Фрадкина А. Ф. Палинофлоры неогена Северо-Востока Азии. – М.: Наука, 1983. 224 с.
267. Фрадкина А. Ф., Гриненко О. В., Камалетдинов В. А. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Нижнеалданской впадины // Геология кайнозоя Якутии. – Якутск: Изд-во ЯФ АН СССР. – 1982. – С. 14–21.
268. Фридовский В. Ю. Структурные особенности Юрско-Бриндакитского рудного узла // Региональная геология: сборник научных статей. – Якутск: Изд-во Якутского государственного университета, 1995. – С. 80–86.
269. Фридовский В. Ю. Тектоническое течение пород Минорской зоны смятия // Региональная геология и полезные ископаемые Якутии. – Якутск: Изд-во ЯГУ, 1991. – С. 102–110.
270. Хатылаев М. М. Промышленное развитие Якутии в 1946–1960 гг. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. – 184 с.
271. Хатылаев М. М. Промышленное освоение Якутии: от истоков до 1946 г. – Якутск: ООО «Издательство Сфера», 2010 – 288 с.
272. Хотина Е. Б., Жежель О. Я., Ромм Г. М. Кайнозойские отложения Алдано-Амгинского района Южной Якутии // Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР (к XII конгрессу ИНКВА). – Л., 1987. – С. 44–51.
273. Худoley А. К. Тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере восточной окраины Сибирской и западной окраины Североамериканской платформы). Автореферат докт. дисс. – М., 2003. – 35 с.

274. Худoley А. К., Гурьев Г. А., Зубарева Е. А. Отложения плотностных потоков в карбонатном комплексе Сетте-Дабана (Южное Верхоянье) // Литология и полезные ископаемые. – 1991. – № 5. – С. 106–116.
275. Худoley А. К., Кропачев А. П., Химан Л. М., Журавлев Д. З., Гурьев Г. А. Раннепалеозойский магматизм Сетте-Дабана (Южное Верхоянье, Юго-Восточная Якутия) // Докл. РАН. – 2001. – Т. 378. – № 1. – С. 82–85.
276. Худoley А. К., Гурьев Г. А. Зоны смятия сдвигового типа Южного Верхоянья и их роль в размещении рудопоявлений золота // Сдвиговый механизм и рудоконтролирующие парагенезисы. – Новосибирск: ИГиГ СО РАН, 1992. – С. 43–45.
277. Худoley А. К., Гурьев Г. А. Южное Верхоянье – пример среднепалеозойско-мезозойской пассивной окраины // Докл. РАН. – 1998. – Т. 362. – № 5. – С. 666–669.
278. Худoley А. К., Гурьев Г. А., Ганелин В. Г. Южное Верхоянье: состав и эволюция позднепалеозойского бассейна осадконакопления // Литология и полезные ископаемые. – 1995. – № 4. – С. 421–432.
279. Худoley А. К., Чемберлен К. Р., Шмитт А. К., Харрисон Т. М., Прокопьев А. В., Сирс Д. У., Веселовский Р. В., Проскурнин В. Ф. Новые данные U-Pb датирования интрузий основного состава Таймыра, северной и Юго-Восточной Сибири по бадделеиту и их следствия для тектоники и стратиграфии региона // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геологии. Т. II. – СПб.: ИП Каталкина. – 2009. – С. 243–245.
280. Худoley А. К., Прокопьев А. В. Магматизм и тектоническая эволюция юго-восточной окраины Сибирского кратона в ордовике // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 10. Материалы X Всероссийской петрографической конференции с международным участием. – Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2018. – С. 409–415.
281. Чухров Ф. В. О немагматической природе вещества некоторых руд // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. – М.: Наука, 1976. – С. 85–99.
282. Шапошников К. К., Шапошникова К. И. Новые данные о структурных особенностях хребта Сетте-Дабан по материалам гравимагнитной съемки // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 14. – Магадан: Магаданское книжное издательство, 1960. – С. 121–132.
283. Шапошников К. К. Строение земной коры Северо-Востока СССР по геофизическим данным // Геология и геофизика. – 1962. – № 9. – С. 100–105.
284. Шнишкин Б. Б., Берилко Г. А., Соболев П. Н., Старосельцев В. С., Страхов А. Н. Строение и перспективы нефтегазоносности Алдано-Майской впадины // Нефтегазовая геология. – 2010. – № 4. – С. 26–40.
285. Шнай Г. К., Соболев А. Е., Игошина И. И. Лампроиты Южного Верхоянья // Докл. РАН. – 1991. – Т. 319. – № 4. – С. 957–961.
286. Шнай Г. К., Соболев А. Е., Игошина И. И. Лампроиты Южного Верхоянья // Тихоокеанская геология. – 1994. – № 3. – С. 111–123.
287. Шпикерман В. И. Домеловая минералогия Северо-Востока Азии. – Магадан, 1998. – 333 с.
288. Штех Г. И. Строение земной коры Верхоянского мегантиклинория и прилегающей части Сибирской платформы // Региональные геофизические исследования в Сибири. – Новосибирск, 1967. – С. 9–31.
289. Шурыгин Б. Н., Девятков В. П., Захаров В. А., Князев В. Г., Ильина В. И., Меледина С. В., Никитенко Б. Л., Гриненко В. С. Стратиграфия юры Восточной Сибири (состояние изученности, основные проблемы и способы их решения) // Вестник Госкомгеологии. Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). – 2001. – № 1. – С. 112–139.
290. Шурыгин Б. Н., Никитенко Б. Л., Девятков В. П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал, «Гео», 2000. – 480 с.
291. Щеглов А. Д. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения восточных районов СССР. Минеральные месторождения. – М.: Наука, 1976. – С. 46–57.

292. Эпштейн Е. М., Нечаев Е. А., Паньшин И. П. и др. Оценка промышленных перспектив танталового и ниобиевого оруденения в массивах карбонатитов лединской зоны. Т. 1–2. ТФ ВЯГУ ГГП, 1966.
293. Яковлев И. К. Описание угольных месторождений и проявлений // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 9 Кн. 2 – М.: Изд-во Недр, 1972. – С. 230–242.
294. Якутский феномен: мир мамонтов (В глубь тысячелетий. По залам Музея Мамонта ИПЭС (г. Якутск) / Авт. П. А. Лазарев и др. – Якутск: ИД «Якутия», 2004. – 128 с.
295. Ян-жин-шин В. А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинария. – Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1983. – 156 с.
296. Ян-жин-шин В. А., Иноземцева Н. Д. Новости геологии Якутии. Вып. 3. – Якутск: Якутское книжное издательство, 1973. – С. 23–26.
297. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Сальникова Е. Б., Никифоров А. В., Котов А. Б., Владыкин Н. В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Докл. РАН. – 2005. – Т. 404. – № 3. – С. 400–406.
298. Ярусное расчленение нижнего кембрия. Стратиграфия. – М.: Наука, 1984. – 184 с.
299. Chamberlain K. R., Harrison T. M., Schmitt A. K., Heaman L. M., Swapp S. M., Khudoley A. K., Sears J. W., Prokopiev A. V. In situ micro-baddeleyite U-Pb dating method: An age from any dike // 2007 GSA Denver Annual Meeting (28–31 October 2007). – P. 4–34.
300. Chamberlain K. R., Khudoley A. K., Ernst R. E. Improved U-Pb dating of the ca. 450 Ma Suodakh mafic event in eastern Siberia will test whether this is the missing LIP related to end-Ordovician mass extinction // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 10. Материалы X Всероссийской петрографической конференции с международным участием. – Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2018. – С. 9–11.
301. Chamberlain K. R., Schmitt A. K., Swapp S. M., Harrison T. M., Swoboda-Colberga N., Bleeker W., Peterson T. D., Jefferson C. W., Khudoley A. K. In situ U-Pb SIMS (IN-SIMS) micro-baddeleyite dating of mafic rocks: Method with examples // Precambrian Research. – 2010. – V. 183. – P. 379–387.
302. Khudoley A., Chamberlain K., Ershova V., Sears J., Prokopiev A., MacLean J., Kazakova G., Malyshev S., Molchanov A., Kullerud K., Toro J., Miller E., Veselovskiy R., Li A., Chipley D. Proterozoic supercontinental restorations: constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton // Precambrian Research. – 2015. – V. 259. – P. 78–94.
303. Khudoley A. K., Kropachev A. P., Tkachenko V. I., Rublev A. G., Sergeev S. A., Matukov D. I., Lyahnitskaya O. Yu. Meso- to Neoproterozoic evolution of the Siberian craton and adjacent microcontinents: an overview with constraints for Laurentian connection // SEPM Special Publication 86. Proterozoic Geology of Western North America and Siberia / Editors: P. K. Link, S. L. Reed, 2007. – P. 209–226.
304. Khudoley A. K., Prokopiev A. V., Chamberlain K. R., Ernst R. E., Jowitt S. M., Malyshev S. V., Zaitsev A. I., Kropachev A. P., Koroleva O. V. Early Paleozoic mafic magmatic events on the eastern margin of the Siberian Craton // Lithos. – 2013. – V. 174. – P. 45–56.
305. Khudoley A. K., Guriev G. A. The formation and development of a Late Paleozoic sedimentary basin on the passive margin of the Siberian paleocontinent // Pangea: Global Environments and Resources Canadian Society of Petroleum Geologists, 1994, Memoir 17. – P. 131–143.
306. Khudoley A. K., Guriev G. A. Influence of syn-sedimentary faults on orogenic structure: examples from the Neoproterozoic – Mesozoic east Siberian passive margin. Tectonophysics. – 2003. – V. 365. – P. 23–46.
307. Khudoley A. K., Prokopiev A. V. Defining the eastern boundary of the North Asian craton from structural and subsidence history studies of the Verkhoyansk fold-and-thrust belt, in Sears J. W., Harms, T. A., and Evenchick, C. A., eds. // Whence the Mountains? Inquiries into the evolution of orogenic systems: A volume in honor of Raymond A. Price: Geological Society of America Special Paper 433. – 2007. – P. 391–410.

308. Khudoley A. K., Rainbird R. H., Stern R. A., Kropachev A. P., Heaman L. M., Zanin A. M., Podkovyrov V. N., Belova V. N., Sukhorukov V. I. Sedimentary Evolution of the Riphean-Vendian Basin of Southeastern Siberia // *Precambrian Research*. – 2001. – V. 111. – P. 129–163.
309. Mackey K. G., Fujita K., Hartse H. E., Stead R. J., Steck L. K., Gunbina L. V., Leyshuk N., Shibaev S. V., Koz'min B. M., Imaev V. S., Gordeev E. I., Chebrov V. N., Masal'ski, Gileva N. A., Bormatov V. A., Voitenok A. A., Levin Y. N. and Fokina T. A. Seismicity map of Eastern Russia, 1960–2008 // *Seismological Research Letters*. – 2010. – V. 81. – № 5. – С. 761–768.
310. Parfenov L. M., Prokopiev A. V., Gaiduk V. V. Cretaceous frontal thrusts of the Verkhoyansk fold belt, eastern Siberia // *Tectonics*. – 1995. – V. 4(2). – P. 342–358.
311. Prokopiev A. V., Toro J., Miller E. L., Gehrels G. E. The paleo-Lena River – 200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // *Geology*. – 2008. – V. 36. – No. 9. – P. 699–702.
312. Prokopiev A. V., Toro J., Hourigan J. K., Bakharev A. G., Miller E. L. Middle Paleozoic-Mesozoic boundary of the North Asian craton and the Okhotsk terrane: new geochemical and geochronological data and their geodynamic interpretation // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* – 2009. – Vol. 4. – P. 71–84.
313. Rainbird R. H., Stern R. A., Khudoley A. K. and al. U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from Southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1998. – 164. – P. 409–420.
314. Smelov A. P., Timofeev V. F. The age of the North Asian Cratonic basement: An overview // *Gondwana Research*. – 2007. – V. 12. – P. 279–288.
315. Smelov A. P., Yan H., Prokopiev A. V., Timofeev V. F., Nokleberg W. J. Archean through Mesoproterozoic Metallogenesis and Tectonics of Northeast Asia // *Metallogenesis and tectonics of northeast Asia* Nokleberg W.J., ed. U.S. Geological Survey Professional Paper 1765. – 2010. – P. 4–56.
316. Stauch, G., Lehmkuhl, F. 2010. Quaternary glaciations in the Verkhoyansk Mountains, Northeast Siberia. *Quaternary Research* 74, 145–155.
317. Stauch, G., Lehmkuhl, F. 2011. Extent and timing of Quaternary glaciations in the Verkhoyansk mountains / Ehlers J, Gibbard P, Hughes P (ed.) // *Quaternary glaciations – extent and chronology. A closer look, developments in quaternary science*, V. – 15. P. 877–882.
318. Toro J., Prokopiev A. V., Miller E. L., Dumitru T. A. Structure and thermochronology of the South Verkhoyansk Thrust Belt, Eastern Siberia // *GSA Fall Meeting, Boston, USA: Abstracts*. – 2001. – V. 33. – № 6. – P. 185.

Фондовая

319. Авдеев Н. Ф., Белокурова Н. Д. Отчет по теме: «Ревизия минерально-сырьевой базы рудных месторождений на территории Усть-Майского улуса на 2002–2003 гг.» (Оночальское золоторудное месторождение, месторождения Булар и Хатынское), пос. Солнечный, 2005. (ОАО с/а «Золото Ыныччана») Ф. № 20 621 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
320. Алексеев П. Г. Месторождение каменного угля на Джебарики-Хая (р. Алдан), 1930.
321. Андриянов Н. Г. Геологическое строение и полезные ископаемые Огонекского рудного узла. Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 и поисков месторождений золота на площади листов Р-53-144-Г; Р-54-133-А,В; О-53-12-Б,Г-а,б; О-54-1-А,В за 1986–1989 гг. Жаровская партия, пос. Хандыга, 1989. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 17 758 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
322. Андриянов Н. Г., Андриянова Г. Ф. Отчет о результатах работ по составлению специализированной карты метаморфизма масштаба 1 : 500 000 в пределах Южного Верхоянья с попутными поисками месторождений золота и других полезных ископаемых. 1983–1987 гг. (Хандинская партия), пос. Хандына, 1978.
323. Аргунов М. С. и др. Техничко-экономические расчеты эффективности освоения свинцово-цинкового месторождения Сардана (уч. Центральный). Якутск, 2001. (ГУП «Сахагеоинформ»). Ф. № 20 663 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
324. Афанасьев М. Г. Стратиграфические и нестратиграфические подразделения рабочих опорных легенд Томпонской, Тарынской и Куйдусунской серий листов Государственной геологической карты Республики Саха (Якутия) бассейнов верховьев рек Том-

по, Делинья и Индигирка масштаба 1 : 50 000. Отчет стратиграфической партии по изучению опорных разрезов пермских, триасовых и юрских отложений Западного и Южного Верхоянья и вулканитов мела Куйдусунской впадины в 1993–1996 гг. Хандыга. Фонды ГУП «Сахагеоинформ», 1996.

325. *Афанасьев М. Г., Сухоруков В. И., Несененко И. В. и др.* Отчет о результатах изучения опорных разрезов протерозойских и палеозойских отложений в Южном Верхоянье в 1983–1987 гг. (Стратиграфическая партия), 1987. Фонды ВЯГУ ГГП, пос. Хандыга.

326. *Бабкин В. Ю. и др.* Отчет о результатах работ по объекту: «Поисково-оценочные работы на подземные воды в целях оценки ресурсного потенциала для хозяйственного и питьевого водоснабжения населенных пунктов в экологически напряженной Вилюйской группе улусов» за 2005–2008 гг. Якутск, 2008. (ГУГПП РС(Я) «Якутскгеология»). Ф. № 21 095 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

327. *Бабкин В. Ю. и др.* Отчет о результатах работ по объекту: «Поисково-оценочные работы на подземные воды в целях оценки ресурсного потенциала для хозяйственного и питьевого водоснабжения населенных пунктов в экологически напряженной Вилюйской группе улусов» за 2005–2008 гг. Якутск, 2008. (ГУГПП РС(Я) «Якутскгеология»). Ф. № 21 364 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

328. *Бабкина З. А.* Поиски подземных вод для целей водоснабжения населенных пунктов Хангаласского улуса. Окончательный отчет Гидрогеологической партии ЦПСЭ о результатах поисков подземных вод для целей водоснабжения населенных пунктов Хангаласского улуса, проведенных в 2006–2008 гг. Якутск, 2008. (ГУГПП РС(Я) «Якутскгеология») Ф. № 21 191 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

329. *Баду Г. Б.* Инженерно-геологические условия долины среднего течения реки Амги. Отчет Амгинской партии о результатах съемочных работ масштаба 1 : 50 000 для целей мелиорации, проведенных в 1986 г., пос. В. Бестях, 1989. (Ленское ГРЭ) Ф. № 17 332 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

330. *Баланов А. Н. и др.* Отчет о групповой геологической съемке и геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 в бассейне рр. Сахара, Акра, Джорону на площади листов Р-53-117, 118, 119, 120-В-а,в по работам Сигирянской партии за 1981–1986 гг., пос. Хандыга, 1986. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 16 131 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

331. *Барянец В. И.* Отчет о геологоразведочных работах на каменный уголь на месторождении Джебарики-Хая и 14 км реки Сугжа за 1949–1953 гг., пос. Хандыга, 1954. (Алданское РайГРУ) Ф. № 4 486 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

332. *Баташанова Л. В. и др.* Окончательный геологический отчет о результатах бурения параметрической скважины № 1 на Ивановской площади, пос. Сангар, 1985. (Сангарская НГРЭ) Ф. № 15 904 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

333. *Борисов Н. С.* Отчет о детальных разведочных работах на Чурапчинском месторождении кирпичных суглинков по работам 1967 г. Якутск, 1968. (ЦГСЭ). Ф. № 9826 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

334. *Борисов Н. С.* Информационная записка о результатах ревизии месторождений строительных материалов, учтенных балансом запасов Якутской АССР по состоянию на 1.01.1989 г., пос. В. Бестях, 1990. (Ленская ГРЭ) Ф. № 17 396 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

335. *Бирюков В. Г.* Отчет о поисковых работах Томпурукского отряда Алданской поисково-разведочной партии на Томпурукском месторождении мраморов за 1970 г., пос. Хандыга, 1972. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 10 752 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

336. *Бирюков В. Г.* Отчет о детальных геологоразведочных работах Трассового отряда Алданской партии стройматериалов на Трассовом месторождении кирпичных глин в 1972 г., пос. Хандыга, 1973. (Аллах-Юньская комплексная ГРЭ) Ф. № 11 343 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

337. *Боговин В. Д. и др.* Отчет о детальных поисках свинцово-цинковых руд на месторождении Сардана и поисково-оценочных работах на участке Центральный (Юдомская ГПП, 1974–1977 гг.), пос. Хандыга, 1977. (Аллах-Юньская ГРЭ). Ф. № 12 785 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

338. *Боговин В. Д. и др.* Отчет о детальных поисках и поисково-оценочных работах на месторождении Сардана за 1976–1980 гг. (Юдомская ГТП), пос. Хандыга, 1980. (Аллах-Юньская ГРЭ). Ф. № 13 984 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

339. *Буйвол В. М. и др.* Отчет о результатах поисковых работ на северном фланге Юрско-Бриндакитского рудного узла за 1978–1981 гг. (Верхне-Бриндакитский отряд), пос. Хандыга, 1981. (АЮГРЭ). Ф. № 14 355 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

340. *Булгакова М. Д. и др.* Материалы по геологии и золотоносности Центральной части Аллаха-Юньского золотоносного района (Промежуточный отчет рудной поисковой партии Ыныччанского приискового управления и стратиграфического отряда ЯФ СО АН СССР. Якутск, 1958. (Якутский Совнархоз). Ф. № 2640 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

341. *Бушина Н. А. и др.* Отчет о геологоразведочных работах по «Проекту на проведение детальной разведки месторождения Булар на 1989–1990 гг.», пос. Аллаха-Юнь, 1991. (ГОК «Куларзолото»). Ф. № 17 896 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

342. *Васильев Н. Н. и др.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на флангах Харбалахского месторождения за 1999–2000 гг., пос. Чульман, 2000. (ГТП «Южякутгеология») Ф. № 19 720 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

343. *Васильева Г. В.* Отчет о результатах работ по объекту: «Геолого-экономическая оценка объектов Нераспределенного фонда недр твердых полезных ископаемых на территории Республики Саха (Якутия)». Якутск, 2011. (ГУП «Сахагеоинформ») Ф. № 21 730 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

344. *Васильева Г. В.* Отчет о результатах работ по объекту 111-08: «Анализ состояния сырьевой базы твердых полезных ископаемых на территории Республики Саха (Якутия) с целью выбора перспективных направлений геологоразведочных работ и подготовки программ лицензирования». Якутск, 2012. (ГУП «Сахагеоинформ») Ф. № 21 911 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

345. *Винокуров Н. К.* (Отв. испол.). Отчет Делининского отряда Картосоставительской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 (ГДП-200) и подготовки к изданию комплектов Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000, листы Q-53-XXIX, XXX, XXXV, XXXVI (Новая серия). Объяснительная записка. Серия Юдомская, Хандыга, 2003. Фонды ГУП «Сахагеоинформ».

346. *Владимиров С. Н. и др.* Отчет по теме л1.3/(1) 80.2.74 «Составление ТЭО детальных поисковых работ по Майскому рудному району. Сарданский рудный узел». М., 1977. (ЦНИГРИ). Ф. № 12 681 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

347. *Голоперов Н. В. и др.* Отчет о работе Кулахской геолого-поисковой партии масштаба 1 : 50 000 за 1965 г., пос. Хандыга, 1966, Ф. № 7764 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

348. *Голяшкин П. П.* Предварительный отчет о работе Алданской геологоразведочной партии на месторождении каменного угля в районе возвышенности Джебарики-Хая. Якутск, 1935. (Якутское отделение «Союзникельоворазведка»). Ф. № 8 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

349. *Голяшкин П. П.* Каменный уголь на Джебарики-Хая в Таттинском районе Якутской АССР. Л., 1936. (Союзникельоворазведка). Ф. № 404 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

350. *Гомбоев О. Г. и др.* Отчет о работе Усть-Бурхалинской геолого-поисковой партии масштаба 1 : 50 000 и Усть-Бурхалинского геофизического отряда за 1961 г., пос. Хандыга, 1962. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 6060 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

351. *Гомбоев О. Г., Горбунов А. И., Коневцев В. И. и др.* Отчет о работе Лединской поисково-съемочной партии масштаба 1 : 50 000 и Лединского геофизического отряда за 1962 г., ТФ ВЯГУГП, 1963.

352. *Горбачев В. В.* Отчет о результатах работ по объекту 81-62 (70-127): «Бурение параметрической скважины Усть-Майская № 366», г. Ярославль, 2014 (ОАО «НПЦ «Недра») Ф. № 3101945 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

353. *Горбунов А. И. и др.* Отчет о геологической съемке и геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 на площади листов Р-53-V,VI по работам Экачанской геологосъе-

мочной партии в 1976–1979 гг., пос. Хандыга, 1979. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 13 515 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

354. *Горлова А. Л. и др.* Отчет по геологическому доизучению масштаба 1 : 200 000 (ГДП-200) и подготовке к изданию комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 листов Р-53-XXIV, Р-53-XXX, Р-53-XXXVI, Р-54-XIX (новая серия), пос. Хандыга, 2005. (ГУГГП РС(Я) «Восточно-Якутское») Ф. № 20 577 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

355. *Горништейн Д. К.* Окончательный сводный отчет о результатах бурения Амгинской опорной скважины. Якутск, 1955.

356. Госкомгеологии РС(Я). Материалы к оценке запасов и прогнозных ресурсов общераспространенных полезных ископаемых по проявлениям и месторождениям, лицензированным в 2007 г., Якутск, 2007. Ф. № 21 029 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

357. Госкомгеологии РС(Я). Информационная записка о результатах ревизии месторождений и проявлений строительных материалов, учтенных в Республиканском балансе перспективных объектов Республики Саха (Якутия) по состоянию на 1.01.2008 г. Якутск, 2009 г. Ф. № 21 500 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

358. *Григорьев В. Б., Шевченко Б. В., Маркович Б. К. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов Р-54-XX, XXVI. Отчет Акачанской партии о результатах ГДП-200 территории листов Р-54-XX, XXVI в 1981–1985 гг. – Хабаровск, 1985. ДВ ТФИ.

359. *Григорьев П. З. и др.* Геологический отчет о работе экспедиции особого назначения «Дальстрой» в районе Восточно-Верхоянского хребта. М., 1935. (Трест «Дальстрой»). Ф. № 5298 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

360. *Григорьева Т. И.* Отчет о результатах сейсморазведочных работ на Восточно-Алданской площади (Республика Саха (Якутия), Хабаровский край). (Восточно-Алданский объект) (по Государственному контракту № 07/07) (Восточно-Алданская с/п № 3/2007–2008 гг.), Якутск, 2008. (ОАО «Якутскгеофизика») Ф. № 21 261 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

361. *Григорьева Т. И.* Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОГТ на Хандыгской площади. (Хандыгская с/п 3/2008–2010 гг.), г. Якутск, 2010. (ОАО «Якутскгеофизика»). Ф. № 21743 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

362. *Григорьева Т. И.* Отчет о результатах выполненных сейсморазведочных работ по объекту №70-81: «Сейсморазведочные работы на Северо-Хандыгской площади. Томпонский район (улус) Республика Саха (Якутия)», Якутск, 2012. (ОАО «Якутскгеофизика»). Ф. № 3 100 196 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

363. *Григорьева Т. И.* Отчет о результатах работ по объекту «Комплексные геофизические работы – сейсморазведка, электроразведка, гравиметрия, геохимия, аэромагнитометрия на Алдано-Амгинской площади (Амгинский, Усть-Майский, Чурапчинский районы (улусы) Республики Саха (Якутия)» за 2012–2014 гг., Якутск, 2014. (ОАО «Якутскгеофизика»). Ф. № 3 101 951 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

364. *Гриневич Л. Е.* Геологический отчет по общим поискам озерных месторождений сапропеля в Алексеевском районе ЯАССР, пос. Малаховка, 1990. (ПГО «Торфгеология»). Ф. № 17 477 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

365. *Гриневич Л. Е. и др.* Геологический отчет по общим поискам озерных месторождений сапропеля в Усть-Алданском районе ЯАССР, пос. Малаховка, 1990. Ф. № 17 680 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

366. *Гриненко В. С. и др.* Отчет об аэрофотогеологическом картировании масштаба 1 : 200 000 в Лено-Алданском междуречье на территории листов Р-52-XXVIII–XXX; Р-53-VIII–XI; XIV–XVI; XVII-57-58-69-70-А,Б,В; XIX–XXI; XXII-79-80-А,Б, 91; XXV–XXVII; XXVIII–103-115-116-А,Б; XXXI–XXXIV (по работам Алданского отряда № 6/77 в 1979–1983 гг.), Якутск, 1983. (ЦПСЭ) Ф. № 14 958 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

367. *Гурин Г. Ф.* Отчет о работе Тукулано-Бараинской геолого-рекогносцировочной партии масштаба 1 : 500 000 за 1955 г., пос. Хандыга, 1956 (Алданское РайГРУ) Ф. № 2481 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

368. *Гурьев Г. А., Худoley А. К., Калабашкин С. Н. и др.* Изучить типы складчатых и разрывных дислокаций зоны сочленения карбонатного и терригенного комплексов Юж-

ного Верхоянья (в связи с их рудоносностью). Отчет по заказ-наряду 1423424/350–дог. за 1986–1989 годы. Л.: Фонды ВСЕГЕИ, 1989.

369. *Губарев В. П. и др.* Отчет о геологоразведочных работах, проведенных на месторождении р. Аллах-Юнь, с подсчетом запасов россыпного золота по состоянию на 1 августа 1960 г., пос. Ыныкчан, 1960. (Прииск «Ыныкчанский»). Ф. № 4196 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

370. *Губарев В. П. и др.* Отчет о геологоразведочных работах, проведенных на месторождении россыпного золота в долине р. Аллах-Юнь с подсчетом запасов на 1 октября 1961 г., пос. Ыныкчан, 1961. (Прииск «Ыныкчанский»). Ф. № 5976 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

371. *Гурулев В. С.* Пересчет утвержденных запасов для открытой раздельной добычи в запасы для дражной добычи россыпного месторождения р. Аллах-Юнь (участок Мост) по имеющимся кондициям и сопровождение их утверждения в ТКЗ Республики Саха (Якутия), пос. Звездочка, 2011. (ООО артель старателей «Дражник») Ф. № 21 769 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

372. *Гурьев Г. А. и др.* Изучить типы складчатых и разрывных дислокаций зоны сочленения карбонатного и терригенного комплексов Южного Верхоянья (в связи с их рудоносностью). Отчет по заказ-наряду 1423424/350–дог. за 1986–1989 г. СПб., 1989. Фонды ВСЕГЕИ.

373. *Давыдов Ю. В. и др.* Постседиментационные преобразования рудовмещающих пород, зональность в рудных телах и рудном поле и микроструктурный анализ на месторождениях Сардана и Перевальное. Якутск, 1979. (ИГ ЯФ СО АН СССР). Ф. № 13 501 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

374. *Давыдов Ю. В. и др.* Отчет: «Условия образования стратиформных месторождений и перспективы стратиформного оруденения свинца, цинка и меди юго-восточного обрамления и юга Сибирской платформы». «Условия образования и перспективы стратиформного оруденения меди Угуйской впадины» (окончательный по разделу темы). Якутск, 1983. (ИГ ЯФ СО АН СССР). Ф. № 15 145 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

375. *Давыдов Ю. В. и др.* Условия образования стратиформных месторождений и перспективы стратиформного оруденения свинца, цинка и меди юго-восточного обрамления и юга Сибирской платформы. Условия образования и перспективы стратиформного полиметаллического оруденения Кыллахской зоны. Якутск, 1985 (ИГ ЯФ СО АН СССР). Ф. № 15 777 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

376. *Давыдов Ю. В.* Влияние литогенеза на формирование стратиформного оруденения цветных металлов (на примере свинцово-цинковых и медных месторождений Якутии). 04.00.21–литология 04.00.11–геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений; металлогения. Докт. дисс. Якутск, 1999. (ИГН СО РАН). Ф. № 19 338 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

377. *Данилов В. П. и др.* Информационный отчет о результатах незавершенных работ по объекту: «Поисковые работы на выявление золотого оруденения различных формационных типов в пределах Ыныкчанской перспективной площади (южная часть Аллах-Юньской рудной зоны)» за 2006–2007 гг., пос. Хандыга, 2007. (ГУТГП РС(Я) «Якутскгеология», филиал «Восточно-Якутский») Ф. № 20 988 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

378. *Дарамаев А. А.* Отчет о результатах детальной разведки месторождения «Август» в Чурапчинском районе. Отчет поисково-разведочной партии на строительные материалы по работам 1988–1989 гг. (объект 13/88), пос. В. Бестях, 1989. Ленская ГРЭ Ф. № 17 304 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

379. *Додин И. Г. и др.* Отчет о производстве поисков сурьмяных и золото-сурьмяных руд в районе Сендученского месторождения и проявления Стибнитового на площади листов Р-53-24-Г,г; Р-54-13-В,в; Р-54-25-А-а,в,г; Р-54-25-В,а,б,в,г (по работам Сендученской поисковой партии в 1977–1979 гг.), пос. Хандыга, 1979. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 13 595 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

380. *Додин И. Г. и др.* Отчет о групповой геологической съемке и поискам масштаба 1 : 50 000 в бассейнах рр. Бурхала, Муол, Лев. Натали на площади листов Р-53-84; 96-А,

- Б, В-а,б; Г-а,б; Р-54-73-А-а,в по работам Муопинской партии в 1982–1986 гг., пос. Хандыга, 1986. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 16 063 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
381. *Додин И. Г.* Отчет о результатах промышленной оценки техногенных и недоизученных участков золотоносных россыпей бассейнов рек Онелло, Б. Долгучан, Ньюкуння за 1997–2000 гг. (разведочно-эксплуатационный участок), пос. Хандыга, 2000. (ГУГПП «Восточно-Якутское») Ф. № 19 658 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
382. *Донец А. И. и др.* Отчет по теме: 38.1.586 (79-2/586) «Условия формирования и закономерности размещения промышленных руд в пределах рудных полей Сардана и Уруй в Восточной Якутии». М., 1977 г. (ЦНИГРИ). Ф. № 12 719 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
383. *Дорофеев Д. А. и др.* Отчет о работе Минорской геолого-поисковой партии масштаба 1 : 50 000 за 1963 г., пос. Хандыга, 1963. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 6698 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
384. *Дьяконова В. А. и др.* Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОГТ на Лено-Алданской площади (Лено-Алданский объект). Якутск, 2006. (ОАО «Якутскгеофизика») Ф. № 2 902 144 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
385. *Дьяконова В. А. и др.* Отчет о результатах сейсморазведочных работ на Алдано-Майской площади (Алдано-Майский объект), Якутск, 2006. (ОАО «Якутскгеофизика»). Ф. № 20 810 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
386. *Евсеев В. А. и др.* Результаты комплексных геофизических работ на месторождениях Дуэт и Булар за 1990–1992 гг. Якутск, 1992. (ПО «Якутзолото»). № 18 092 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
387. *Егорова Л. И. и др.* Оценка прогнозных ресурсов цветных, редких и благородных металлов на территории деятельности ГГПП «Аллах-Юньское» (по состоянию на 1.01.1998 г.). Отчет Рудной партии о выполненных работах по проекту: «Ревизия минерально-сырьевой базы в районе деятельности шахты «Аллах-Юнь» АО «Золото Джугджура» за 1995–1996 гг., пос. Хандыга, 1998. (ГУГПП «Восточно-Якутское») Ф. № 19 934 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
388. *Ефимов В. В.* Отчет о проведении геологической съемки масштаба 1 : 50 000 с применением специализированных литолого-геохимических исследований, попутными поисками радиоактивного сырья и других полезных ископаемых на площади листа Р-53-83 за 1985–1988 гг., пос. Хандыга, 1988. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 16 887 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
389. *Жарикова Л. П. и др.* Информационная записка по объекту: «Обнажение» Мамонтная Гора – кайнозойский геологический памятник северо-востока Азии», г. Якутск, 2005 (ГУПРС (Я) «ЯПСЭ») Ф. № 20 479 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
390. *Зайцев Н. И. и др.* Материалы Джугджурской экспедиции 1932. Якутск, 1932 (Трест «Якутзолото»).
391. *Зайцев Н. И. и др.* Геологическое строение и металлогения северо-восточной части водораздела Аллаха-Юня и Юдомы, М., 1935. (ВИМС). Ф. № 7490 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
392. Заключение экспертной комиссии по материалам «Технико-экономического обоснования временных разведочных кондиций по месторождению Сардана в Республике Саха (Якутия)», представленных ООО «Сибирские цветные металлы» (разработаны ФГУП «ЦНИГРИ» и сотрудниками субподрядной организации ООО НПФ «Тарекса»), М., 2012. (ФБУ «ГКЗ»). Приложение к отчету *Карпенко И. А. и др.* Технико-экономическое обоснование временных разведочных кондиций по месторождению Сардана в Республике Саха (Якутия) (отчет по договору от 18.10.2010 г. № 004д ФГУП «ЦНИГРИ»), М., 2011. (ООО «Сибирские цветные металлы»). Ф. № 21 889 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
393. *Захаров Е. Е.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на притрассовых карьерах дорожно-строительных материалов ГУПАД «Усть-Майское», пос. Усть-Мая, 2006. (ГУПАД «Усть-Майское») Ф. № 20 886 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
394. *Зверев В. Н. и др.* Алдано-Аллах-Юньский водораздел «Сетте-Дабан», Л., 1935. (ЦНИГРИ). Ф. № 461, 3341 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

395. *Зиновьев М. Г.* Отчет Белореченской партии о поисково-разведочных работах за 1954 г., пос. Хандыга, 1955. (Алданское РайГРУ) Ф. № 4466 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

396. *Зифринг В. Г.* Отчет Тасканской партии о результатах комплексной геохимической съемки и общих поисков масштаба 1 : 100 000, проведенных в 1989–1991 гг. на листах Р-54-25-А,В; 37; 49-А,Б, пос. Хандыга, 1991. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 17 844 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

397. *Зубков Ю. А. и др.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в бассейнах рек Тыры, Наталья, Качелкуан на площади листов Р-53-59-В-6,г,Г; 71-А-6,г,Б,В-6,г,Г; 72-В,Г; Р-54-61-В по работам Эльганьинской партии за 1982–1986 гг., пос. Хандыга, 1986. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 16 132 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

398. *Зубков Ю. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Саккырыр-Онелло. Отчет Саккырырской партии о результатах поисково-съемочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1986–1991 гг. на листах Р-53-48, Р-53-60-А,Б, пос. Хандыга, 1991. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 18 445 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

399. *Зуев А. Ф. и др.* Отчет о результатах детальных поисков золоторудных месторождений в бассейнах верхнего течения ручьев От-Юрях, Западный, Оночалах, Хотун-Юрях за 1978–1980 гг., пос. Хандыга, 1980. (АЮГРЭ). Ф. № 14 008 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

400. *Зуев А. Ф. и др.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ в пределах Буларского рудного поля за 1976–1980 гг., пос. Хандыга, 1980. (АЮГРЭ). Ф. № 14 014 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

401. *Зыков Я. С. и др.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на южном фланге Буларского месторождения (жила Висячая 1 и жила Висячая 2) за 1995–1996 гг., пос. Солнечный, 1999. (ЗАО «Джугджургеологоразведка»). Ф. № 19 433 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

402. *Иванов А. Г.* Результаты структурно-картировочного бурения на Нижне-Градыжской антиклинальной структуре. (Отчет Тукуланской колонковой партии Якутской комплексной геолого-поисковой экспедиции по работам 1954–1956 гг.). Якутск, 1956. (Якутская контора разведочного бурения) Ф. № 1730 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

403. *Иванов В. Н. и др.* Отчет о научно-исследовательской работе: «Разработка рациональной методики разведки новых типов золоторудных месторождений (на примере месторождений Дуэт-Бриндакитского узла, Олимпиадинского и среднеканские дайки)». М., 1985. (ЦНИГРИ). Ф. № 15 882 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

404. *Иванов Л. Н. и др.* Отчет о результатах детальной разведки Дуэтского месторождения и прилегающей группы месторождений за 1981–1986 гг. (Финский отряд), пос. Хандыга, 1986. (АЮГРЭ). Ф. № 16 297 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

405. *Иванов Л. Н. и др.* Отчет о результатах предварительной разведки северного фланга Бриндакитского золоторудного месторождения за 1986–1988 гг. (Некурский отряд), пос. Хандыга, 1988. (АЮГРЭ). Ф. № 16 936 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

406. *Иванова Т. И.* Паспорт ГКМ № 833 «Аллах-Юнь, участок Котор». Якутск, 2007.

407. *Иогансон А. К. и др.* Закономерности размещения и перспективы стратиформных свинцово-цинковых месторождений Майско-Кыллахской зоны (ЮВ Якутия) (окончательный отчет по теме № 652а – дог.). Л., 1976. (ВСЕГЕИ). Ф. № 12 152 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

408. *Иогансон А. К. и др.* Отчет по теме: «Геологическое обоснование перспектив Сете-Дабанского региона на стратиформные месторождения свинца, цинка, меди». Л., 1979. (ВСЕГЕИ) Ф. № 13 354 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

409. *Иогансон А. К. и др.* Отчет о детальных поисках меди на площади Курпанджинского рудного поля и рудопроявления Последнее за 1979–1983 гг. (Курпанджинская ПП), пос. Хандыга, 1984. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 14 966 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

410. *Казаненко Г. Г. и др.* Отчет о результатах работ по теме: «Вещественный состав руд, литологический контроль и поисковые геохимические признаки стратиформных по-

лиметаллических месторождений Майского рудного района». Якутск, 1976. (ЦКТЭ). Ф. № 12 486 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

411. *Калмыков Н. К. и др.* Промежуточный геологический отчет о разведке Буларского золоторудного месторождения за 1960 г., пос. Аллах-Юнь, 1961. (Алданское РайГРУ). Ф. № 4069 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

412. *Калужина Л. А.* Окончательный геологический отчет о результатах бурения параметрической скважины № 1 Мокуйской площади, пос. Сангар, 1986. (Сангарская НГРЭ) Ф. № 15 970 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

413. *Камалетдинов В. А. и др.* Геологическое строение центральной части Я АССР. Отчет о результатах аэрофотогеологического картирования и геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 на территории листов Q-51-XIV–XVI, XIX–XXVI, P-51-I–VI, IX–XII, XIV–XXIV, P-52-I–XXVII, P-53-I, VII, XIII по работам Центрально-Якутского отряда № 14/76 в 1976–1984 гг., Якутск, 1984. (ЦКТЭ) Ф. № 15 306 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

414. *Карпенко И. А. и др.* Технично-экономическое обоснование временных разведочных кондиций по месторождению Сардана в Республике Саха (Якутия) (отчет по договору от 18.10.2010 г. № 004д ФГУП «ЦНИГРИ»). М., 2011. (ООО «Сибирские цветные металлы»). Ф. № 21 889 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

415. *Ким Д. Х. и др.* Исследование обогатимости руды месторождения Сардана на технологической пробе № 6. Якутская АССР. М., 1977. (ЦНИГРИ). Ф. № 359 064 (ФГБУ «Росгеолфонд»).

416. *Кичигин Л. Н., Ковалев Л. Н.* Прогнозная оценка ресурсов твердых полезных ископаемых территории деятельности Аллах-Юньской ГРЭ на 1.01.1988 г. Объяснительная записка к листам P-54-A, B; O-53-B; O-54-A, пос. Хандыга, 1988. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 1201 977 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

417. *Ковалев Л. Н.* Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 200 000. Майская серия. Лист P-53-VI (устье р. Чулутан) М., 1985. (Министерство геологии СССР) Ф. № 15 863 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

418. *Кокин А. В. и др.* Отчет: «Методические геохимические исследования в Южном Верхоянье, систематизация и обобщение геохимических данных на основных золоторудных объектах Аллах-Юньской золотоносной полосы», пос. Хандыга, 1985. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 15 670 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

419. *Кокин А. В., Кокина Т. И.* Отчет по составлению геоэкологической карты Южного Верхоянья масштаба 1 : 500 000 на территорию листов Q-53-XXVIII, XXIX, XXX, XXXIV, XXXV, XXXVI; Q-54-XXV, XXXI; P-53-B, Г; P-54-A; P-54-IV, V, VI; P-54-XIX, XX, XXV, XXI; O-53-IV, V, VI; O-54-I. Государственный комитет республики Саха (Якутия) по геологии и недропользованию, ГУГТП «ВЯ». 678720, Хандыга Томпонского района РС(Я). Декабрь, 2000 (ВГФ, ТГФ, ГУГТП «ВЯ»).

420. *Колодкин Ю. А. и др.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на россыпное золото в центральной части Аллах-Юньской золотоносной полосы за 1969–1973 гг., пос. Хандыга, 1973. (Аллах-Юньская комплексная ГРЭ). Ф. № 11 055 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

421. *Колтин А. Н. и др.* Отчет о результатах комплексной аэрогеофизической съемки масштаба 1 : 25 000, проведенной на Юдомской площади в 1985–1987 гг., Якутск, 1988. (ГФЭ-6). Ф. № 16 968 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

422. *Колтина Е. Ю.* Отчет о результатах работ по объекту: «Ведение Государственного геологического информационного обеспечения по Республике Саха (Якутия)», Якутск, 2012. ГУП «Сахагеоинформ» Ф. № 21 934 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

423. *Колтина Е. Ю.* Отчет о результатах работ по объекту: «Ведение государственного геологического информационного обеспечения по Республике Саха (Якутия)» за 2012–2014 гг., Якутск, 2014. ГУП «Сахагеоинформ» Ф. № 22 280 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

424. *Кораблев Д. Н. и др.* Отчет о геологической съемке и доизучении масштаба 1 : 50 000 на площади листов P-53-108-B, Г; 120-B, Г; P-54-85-B; 97-A, B; 109-A, B; 121-A по

- работам Селляхской партии в 1983–1987 гг., пос. Хандыга, 1987. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 16 746 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
425. *Корчагин В. П.* Отчет по результатам колонкового бурения на Тандинском, Таттинском и Ытык-Кельском участках за 1952–1954 гг., Якутск, 1955. (Якутская контора разведочного бурения) Ф. № 1527 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
426. *Коровяков И. К. и др.* Отчет по 1-у разведочному участку месторождения аурипигмента за 1934–1935 г., М., 1935. (Трест «Дальстрой»). Ф. № 5297 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
427. *Котов А. А. и др.* Четвертичные отложения и россыпная металлоносность Западного Верхоянья (отчет о тематических работах 1966–1968 гг.), Якутск, 1968. (Якутская тематическая экспедиция). Ф. № 8797 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
428. *Кочетов М. И.* Отчет о результатах глинопоисковых работ на междуречье Татта–Танда за 1953 г., Якутск, 1953. (Якутское геологическое управление) Ф. № 1318 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
429. *Кочетов М. И. и др.* Отчет Якутской поисково-разведочной партии на сырьевых строительных материалов по работам 1958 г., Якутск, 1959. (Якутская геолого-топосъемочная экспедиция) Ф. № 2813 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
430. *Краснопольский В. С.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в центральной части Южно-Верхоянского синклинория на площади листов Р-54-74,75; Р-54-85-В,Г; Р-54-86,87; Р-54-98-А. Мурская партия, Хандыга, 1979–1984 гг.
431. *Краснопольский В. С. и др.* Отчет о проведении геологического доизучения масштаба 1 : 50 000, поисков месторождений золота на площади листов Р-53-132,144-А,Б,В; Р-54-121-В; О-53-12-А,В-а,б на 1984–1988 гг. Менджельская партия, пос. Хандыга, 1988. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 16 981 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
432. *Краснопольский В. С., Кокин А. В., Калабашкин С. Н. и др.* Отчет Натыгинского отряда о результатах комплексных геохимических поисков в центральной части Сетте-Дабанской золото-редкометалльной зоны за 1989–1991 гг. Т. 1, 2. ТФ ВЯ ГУГГП, 1991.
433. *Краснопольский В. С.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на россыпное золото в междуречье Тыры–Онелло за 1991–1995 гг. (Онеллинская партия), пос. Хандыга, 1995. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 18 834 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
434. *Кропачев А. П. и др.* Отчет по составлению комплекта карт геологического содержания (формаций, тектоническая, полезных ископаемых, прогнозно-металлогеническая) Южного Верхоянья масштаба 1 : 500 000 на листы: Р-53-Б, Г; Р-54-А и части листов Р-54-В, О-53-Б, О-54-А, пос. Хандыга, 2004. (ГУГГП РС(Я) «Восточно-Якутское») Ф. № 20 511 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
435. *Кропачев А. П., Беляев И. В.* Тектоническая карта Южного Верхоянья. Масштаб 1 : 500 000. Объяснительная записка. Т. II. Хандыга: ГУГГП «Восточно-Якутское», 2004.
436. *Кропачев А. П., Русс В. В., Рублев А. Г. и др.* Создать банк данных и провести анализ представительности изотопно-геохронологических датировок магматических образований Восточной Якутии (Отчет по договору 874). Хандыга: ГУГГП «Восточно-Якутское», 2000.
437. *Кузнецов В. В., Масюлис В. В.* Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Западного и Южного Верхоянья. Отчет за 1968–1970 гг. – Якутск, 1970. Фонды ГУП «Сахагеоинформ».
438. *Кычкин И. Н. и др.* Результаты поисково-оценочных работ на уголь, проведенных на территории Алексеевского района Якутской АССР. (Основной отчет Ытык-Кельского поисково-оценочного отряда 6/66 по работам 1966 г.), Якутск, 1967. (ЦГСЭ) Ф. № 8352 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
439. *Ларионов Ю. Н. и др.* Обоснование приоритетных направлений геологоразведочных работ на основе комплексного анализа новых данных бурения и геофизики по центральной части Предверхоянского прогиба (Окончательный отчет по результатам бурения глубоких скважин на Кобяйской, Среднелунхинской, Сангарской, Эксеняхской и Хочомской площадях), Якутск, 1986. (ПГО «Ленанефтегазгеология»). Ф. № 16 334 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

440. *Ларионов Ю. Н. и др.* Отчет по теме: «Оперативный анализ и обобщение геологических материалов по площадям поискового и параметрического бурения на территории Я АССР за 1984–1986 гг.». Якутск, 1986. (ЯКТЭ). Ф. № 15 980 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

441. *Латников Ф. У.* Отчет о геологоразведочных работах на месторождении гипсов и ангидритов Малая Росомаха за 1952–1954 гг., пос. Хандыга, 1955. (Алданское РайГРУ) Ф. № 4470 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

442. *Латников Ф. У.* Отчет о геологоразведочных работах на Нижне-Туматском месторождении каменного угля за 1948–1955 гг., пос. Хандыга, 1956. (Алданское РайГРУ) Ф. № 7151 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

443. *Латников Ф. У.* Отчет о работе Нижне-Тэлькинджинской поисково-разведочной партии на стройматериалы за 1962 г., пос. Хандыга, 1963. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 6805 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

444. *Латников Ф. У.* Отчет о работе Усть-Хандыгской партии по произведенным поискам и разведке стройматериалов за 1963–1964 гг., пос. Хандыга, 1965. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 7594 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

445. *Левашов К. К. и др.* Отчет о работе Джалканской геолого-поисковой партии за 1956 г., пос. Хандыга, 1957. (Алданское РайГРУ). Ф. № 2145 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

446. Легенда Верхояно-Колымской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (восточная часть). Объяснительная записка / А. А. Розенкранц, В. А. Архангельская, Ю. В. Архипов и др. Гл. ред. В. А. Ян-жин-шин, М., 2000. Фонды ФГУНПП «Аэрогеология».

447. *Лурье Л. М. и др.* Состояние изученности на германий полиметаллических месторождений СССР и результаты ревизионно-опробовательских работ на месторождении Сардана. Отчет РТП № 24 за 1973–1975 гг. по теме № 55: «Анализ состояния изученности германиеносности полиметаллических месторождений СССР и разработка рекомендаций по направлению дальнейших поисково-ревизионных и оценочных работ», М., 1975. (ИМГРЭ). Ф. № 12 134 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

448. *Ляшкевич О. К. и др.* Результаты изучения геохимических ореолов и потоков рассеяния свинцово-цинкового месторождения Сардана, Якутск, 1974. (ЦКТЭ). Ф. № 11 315 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

449. *Мехоношин В. Ф. и др.* Отчет о работе Нижне-Мутулинской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1973–1975 гг., пос. Хандыга, 1976. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 12 326 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

450. *Мехоношин В. Ф. и др.* Отчет о групповой геологической съемке и геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000, поиски полиметаллов, золота, бокситов и фосфоритов на площади листов Р-53-94,95; 106,107. (Горностахская поисково-съемочная партия, 1976–1980 гг.), пос. Хандыга, 1980. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 13 946 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

451. *Мехоношин В. Ф. и др.* Отчет о групповой геологической съемке и геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 на территории листов Р-53-60-В,Г; Р-53-72-А,Б., Р-54-49-В,Г, 3-54-50В-а,в, Р-54-А,Б по работам Хяской партии в 1980–1983 гг., пос. Хандыга, 1983. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 15 106 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

452. *Мехоношин В. Ф. и др.* Отчет Томпорокского отряда о результатах поисковых работ на облицовочные и поделочные камни, проведенных в Томпонском и Усть-Майском улусах Республики Саха (Якутия) в 1991–1994 гг., пос. Хандыга, 1994. (ГТГП «Аллах-Юньское») Ф. № 18 354 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

453. *Мешков Н. М.* Предварительный отчет по геолого-поисковым работам на рудное золото Ыныкчанской рудной партии в летний период 1937 г., Ыныкчан, 1937. (Трест «Якутзолото»), пос. Хандыга, 1937. Ф. № 1201096 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

454. *Микуленко К. И.* Отчет по теме: «Изучение условий возможной нефтегазоносности слабоизученных территорий и разработка рекомендаций по наращиванию сырьевой базы для нефтяной и газовой промышленности РС(Я)», Якутск, 2004. (ИПНГ СО РАН) Ф. № 20 412 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

455. *Мильштейн Е. Д., Винокуров И. Ю. (отв. исп.).* Геологический отчет о результатах работ по объекту «Создание актуализированных геолого-геофизических моделей земной коры и верхней мантии по опорным профилям Государственной сети и фондовым данным для обеспечения комплексной тектонической основы Северо-Востока России и прилегающих акваторий». Отчет по Государственному контракту от 26.02.2014 г. № АМ-02-34/21. ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016.

456. *Мишин В. М. и др.* Отчет по теме: «Составление карты экзогенной минерализации Якутской АССР масштаба 1 : 1 500 000». Якутск, 1971. (Якутская тематическая экспедиция) Ф. № 10 424 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

457. *Мишин В. М. (отв. исп.).* Карта рельефа кровли верхней мантии РС(Я). – В отчете по теме: «Обобщение и анализ геолого-геофизических материалов с целью изучения тектонической структуры Якутии и прогноза традиционных и новых геолого-промышленных типов концентрированного оруденения (благородные металлы, редкие земли, алмазы, апатит)». – Госкомитет по геологии и недропользованию РС(Я), Якутск, 2003. (Якутская поисково-съемочная экспедиция).

458. *Мурашова Т. В.* Отчет по геолого-технологическому и геохимическому исследованию в процессе бурения параметрической скважины Усть-Майская № 366, Ярославль, 2014. (ОАО НПП «Недра») Ф. № 310 901 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

459. *Николаев В. Т. и др.* Отчет по тематическим работам: «Анализ минерально-сырьевой базы строительных материалов Республики Саха (Якутия)», Якутск, 2000. (ГУГПП РС(Я) «Якутскгеология») Ф. № 19 698 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

460. *Николаева Л. М.* Отчет по результатам геологоразведочных работ на месторождениях суглинков для дорожного строительства Карьер № 1 (13,5 км) и Карьер № 2 (16,6 км), с. Амга, 2007. (ООО «Амма-Суол») Ф. № 21 011 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

461. *Николаева Л. М.* Отчет по результатам геологоразведочных работ на проявлениях песчано-гравийной смеси Остров Бороску (Кыбахи) и Остров Тербес-Ары, с. Амга, 2007. (ООО «Амма-Суол») Ф. № 21 100 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

462. *Николаева Л. М.* Отчет о результатах работ по объекту: «Поисково-ревизионные работы на общераспространенные и другие полезные ископаемые для инвестиционных проектов и муниципальных образований». Якутск, 2013. (ГУГПП РС(Я) «Якутскгеология») Ф. № 22 197 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

463. *Николенко Е. П.* Отчет по теме: «Ревизия минерально-сырьевой базы Аллах-Юньского горнопромышленного района на 2001 год», пос. Солнечный, 2004. (ЗАО «Джугдургеологоразведка») Ф. № 20 449 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

464. *Новицкий Ю. В.* Окончательный геологический отчет по результатам бурения Нижне-Алданской структурно-поисковой скважины № 1, пос. Кызыл-Сыр, 1965. (Северо-Якутская НРЭ) Ф. № 7387 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

465. *Обухов В. Б. и др.* Отчет по результатам колонкового бурения на площади Томпурской гравитационной аномалии за 1960–1961 гг., пос. Хандыга, 1962. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 5894 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

466. Объяснительная записка по оценке прогнозных ресурсов горно-химического сырья (каменной соли, барита, битума, горючих сланцев) по территории Якутской АССР, Якутск, 1983. (ПГО «Якутскгеология») Ф. № 14 853 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

467. Отчет о результатах геологоразведочных работ по Буларскому золоторудному месторождению за 1959 г., пос. Хандыга, 1960. (Алданское РайГРУ). Ф. № 4102 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

468. *Павлов Д. И.* Отчет о научно-исследовательских работах по теме: «Источники рудного вещества основных групп эндогенных месторождений и методы их выявления». Стратиформные свинцово-цинковые месторождения», М., 1980. (ИГЕМ).

469. *Павлова Н. А. и др.* Научно-технический отчет (Госконтракт № 584 от 19 марта 2008 г.) «Создание цифровой гидрогеологической карты Центральной Якутии масштаба 1 : 1 000 000 в пределах листов Р-51,52,53».

470. *Петров Р. А. и др.* Отчет по результатам разведочных работ на месторождении россыпного золота руч. Горелый с притоком Козерог за 2012 г. (с подсчетом запасов на

- 1.01.2013 г.), пос. Солнечный, 2012. (ООО с/а «Джугджур-А») Ф. № 3 101 159 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
471. *Платонов С. С. и др.* Отчет о результатах детальной разведки Таттинского месторождения песчано-гравийной смеси в районе с. Ытык-Кюель с подсчетом запасов по состоянию на 1.05.1985 г., пос. В. Бестях, 1985. (Гидрогеологическая экспедиция) Ф. № 15 753 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
472. *Подчасов В. М. и др.* Отчет о результатах тематических работ по составлению сводки находок алмазов за пределами Якутской алмазоносной провинции на территории Республики Саха (Якутия) и прилегающих регионов за 1995–1997 гг. ТФ Сахагеоинформ, 1998.
473. *Потана В. С.* Отчет о предварительной разведке Томпорокского месторождения мраморов (Томпорокский отряд 1971 г.), пос. Хандыга, 1973. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 11 333 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
474. *Прокопьев В. С. и др.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на территории листов Р-53-80-В,Г; 92-А,В; 104-А,Б-а,в,В,Г; 116-Б,Г по работам Кербинской партии 5/77 в 1978–1981 гг., Якутск, 1981. (ГФЭ-6). Ф. № 14 316 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
475. Протокол № 555 от 12.07.2001 г. Республиканской комиссии по запасам полезных ископаемых (РКЗ) по свинцово-цинковому месторождению Сардана. Республика Саха (Якутия), Якутск, 2001 (РКЗ). Приложение к отчету «*Аргунов М. С. и др.* Техно-экономические расчеты эффективности освоения свинцово-цинкового месторождения Сардана (уч. Центральный), Якутск, 2001. (ГУП «Сахагеоинформ»)). Ф. № 20 663 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
476. Протокол № 316-к заседания ГКЗ от 22.02.2012 г. по рассмотрению материалов Техно-экономического обоснования временных разведочных кондиций по месторождению Сардана в Республике Саха (Якутия), М., 2012. (ГКЗ). Приложение к отчету *Карпенко И. А. и др.* Техно-экономическое обоснование временных разведочных кондиций по месторождению Сардана в Республике Саха (Якутия) (отчет по договору от 18.10.2010 г. № 004д ФГУП «ЦНИГРИ»), М., 2011. (ООО «Сибирские цветные металлы»). Ф. № 21 889 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
477. *Пушкарь Н. Н. и др.* Отчет о групповой геологической съемке, геологическом доизучении и поисках масштаба 1 : 50 000 на площади листов Р-53-9-Г, 10-В,Г, 21-Б, 22-А,Б,В-а,б,Г-а,б, 23-А,Б,В-а,б,Г-а,б, 24-А,В (по работам Менкюленской партии в 1980–1985 гг.), пос. Хандыга, 1985. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 15 857 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
478. *Рогунов П. П.* Геологическое строение и запасы угля участка «Детальный» Харбалахского месторождения, пос. Чульман, 1980. (Южно-Якутская ГРЭ) Ф. № 14 023 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
479. *Русанов Б. С. и др.* Геоморфологическое строение и основные этапы развития рельефа Восточной Якутии (объяснительная записка к геоморфологической основе карты россыпей Я АССР), Якутск, 1961. (ИГ ЯФ СО АН СССР). Ф. № 5369 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
480. *Русанов Б. С. и др.* Стратиграфия кайнозойских отложений и история геологического развития Алданской впадины в Центральной Якутии (1-я часть научного отчета по теме «Четвертичный период в Восточной Якутии»), Якутск, 1964. (ИГ ЯФ СО АН СССР). Ф. № 7265 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
481. *Русанов Б. С. и др.* Основы биостратиграфии континентальных отложений и история геологического развития Восточной Якутии в неоген-четвертичное время, Якутск, 1966. (ИГ ЯФ СО АН СССР). Ф. № 8069 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
482. *Русанов Б. С. и др.* Разработка рационального направления разведочных работ на россыпное золото в Аллах-Юньском районе. (Детальное изучение разведочных перспектив правобережных притоков р. Аллах-Юнь). Отчет о работах, проведенных в 1969 г., Якутск, 1969. (ИГ ЯФ СО АН СССР). Ф. № 9389 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).
483. *Русанов Б. С. и др.* Ископаемый зубр Якутии. Отчет по теме 69008015 «Палеонтологическое обоснование стратиграфии кайнозойских отложений Якутии». Якутск, 1970. (ИГ ЯФ СО АН СССР). Ф. № 9957 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

484. *Русанов Б. С. и др.* Разработка рационального направления разведочных работ на россыпное золото в Аллах-Юньском районе. (Отчет по договорной теме с Аллах-Юньской комплексной геолого-разведочной экспедицией ЯТГУ, 1968–1971 гг.), Якутск, 1971. (ИГ ЯФ СО АН СССР). Ф. № 10 186 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

485. *Русецкая Г. А.* Разработать геологические (литолого-формационные, петрографические, структурно-тектонические) критерии прогноза нетрадиционных типов месторождений рудного золота в карбонатных комплексах северной части Сетте-Дабанского региона. Отчет по теме 885 за 1989–1991 гг. Л., ВСЕГЕИ, 1991.

486. *Саввинов Н. М. и др.* Отчет по работе: «Геолого-структурные особенности и прогнозная оценка Буларского рудного поля (Южное Верхоянье)», Якутск, 1981 (ЦКТЭ). Ф. № 14 256 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

487. *Сагир А. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые Бурхалинской и Лединской рудных зон междуречья Белая–Юдома. Отчет Телкенджинской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000, проведенного в 1985–1990 гг. на листах Р-53-96-В-в,г, Г-в,г, 108-А,В, 120-А,В-б,г, 131-А-б,г,Б,Г-б,г, 143-Б-б,г,Г-б,г; О-53-11-Б,Г-а,б, пос. Хандыга, 1991 (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 17 834 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

488. *Сагир А. В., Бабич А. П., Зубков Ю. А.* Легенда Юдомской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (второе издание), 1996. Фонды ВЯ ГУГТП.

489. Сводный отчетный баланс строительных материалов (общераспространенные полезные ископаемые) Республики Саха (Якутия) на 1 января 2016 г., Якутск, 2016. (ГУП «Сахагеоинформ»). Ф. № 22 495 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

490. Сводный отчетный баланс запасов полезных ископаемых Республики Саха (Якутия) на 1 января 2017 г. Уголь, Якутск, 2017. (ГУП «Сахагеоинформ»). Ф. № 22 670 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

491. *Свининых Е. И. и др.* Отчет о детальных поисках стратиформных залежей свинцово-цинковых руд на южном фланге Керби-Хамнинской синклинали (Юдомская ГПП, 1975–1979 гг.), пос. Хандыга, 1979 (АОУГРЭ). Ф. № 13 593 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

492. *Свининых Е. И. и др.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на месторождении Оночалах за 1980–1983 гг. с подсчетом запасов на 1.10.1983 г., пос. Хандыга, 1983. (АОУГРЭ). Ф. № 15 110 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

493. *Свининых Е. И. и др.* Отчет о результатах детальной разведки Оночалахского месторождения за 1983–1985 гг. с подсчетом запасов на 1.01.86 г., пос. Хандыга, 1985. (АОУГРЭ). Ф. № 15 886 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

494. *Свининых Е. И. и др.* Отчет о результатах детальной разведки Оночалахского месторождения за 1983–1986 гг. с подсчетом запасов на 1.10.1986 г. (Оночалахский отряд), пос. Хандыга, 1986. (АОУГРЭ). Ф. № 16 139 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

495. *Свининых Е. И. и др.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на месторождении «Булар» за 1985–1988 гг.), пос. Хандыга, 1988. (АОУГРЭ). Ф. № 16 889 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

496. *Серебряков В. Г.* Отчет о результатах работ по объекту № 120-73 (111-78): «Геохимические поисковые работы на рудное золото в пределах Аллахской перспективной площади (Республика Саха (Якутия))», Якутск, 2014. (ГУГТП «Якутскгеология»). Ф. № 3 101 983 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

497. *Сережникова Э. В. и др.* Минералогия и геохимия руд, литология рудовмещающих отложений и предварительная геолого-экономическая оценка германий-свинцово-цинковых месторождений Сарданского рудного узла (Юго-Восточная Якутия). (Отчет по теме: «Оценка германиеносности месторождения Сардана и рудопроявлений Юдомо-Майской рудоносной зоны»), М., 1978. (ИМГРЭ – МОМГЭ). Ф. № 13 344 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

498. *Силичев М. К. и др.* Отчет о работе Право-Лединской поисково-оценочной партии масштаба 1 : 10 000 и Право-Лединского геофизического отряда за 1963 г., пос. Хандыга, 1964. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 6858 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

499. *Силичев М. К., Белозерцева Н. В.* Геологическое строение Огонекского золоторудного поля (Отчет о работах Огонекской структурно-минералогической партии за 1970 г.), Хандыга, 1971.

500. *Силичев М. К. и др.* Отчет о результатах структурных и минералогических работ в пределах Юрско-Бриндакитского золоторудного узла в 1982–1983 гг., пос. Хандыга, 1984. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 15 283 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

501. *Скобелев А. А. и др.* Отчет о геологоразведочных работах 1961–1962 гг. по завершению разведки Буларского золоторудного месторождения и поискам россыпей в долине реки Аллах-Юнь, пос. Хандыга, 1962. (АЮГРЭ). Ф. № 6168 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

502. *Скобелев А. А. и др.* Отчет о работе Аллахской геолого-разведочной партии за 1962 г., пос. Хандыга, 1963. (АЮГРЭ). Ф. № 6466 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

503. *Соболев А. Е. и др.* Отчет Правосуордахской поисково-съёмочной партии масштаба 1 : 50 000 за 1969–1970 гг., пос. Хандыга, 1971. (Аллах-Юньская комплексная ГРЭ) Ф. № 10 146 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

504. *Соболев А. Е. и др.* Отчет о работе Лабыстахской геологосъёмочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1974–1976 гг. (листы трапеции Р-53-35,36,47,48,59-А,Б,В Р-53-60-А,а,б,Б-а,б), пос. Хандыга, 1977. (Аллах-Юньская комплексная ГРЭ) Ф. № 12 715 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

505. *Спрингис К. Я.* Геологический отчет о работе экспедиции особого назначения «Дальстрой» в районе Восточно-Верхоянского хребта 1934 г., М., 1935. (Трест «Дальстрой»). Ф. № 5298 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

506. *Старников А. И. и др.* Отчет о работе Селендинской геологосъёмочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1969–1971 гг., пос. Хандыга, 1972. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 10 584 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

507. *Старников А. И. и др.* Отчет о результатах поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000 на площади листов Р-53-142-В,Г, О-53-10-А,Б и геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 на территории листа О-53-V за 1972–1974 гг., пос. Хандыга, 1975. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 11 816 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

508. *Старников А. И. и др.* Отчет «Геологическое строение и металлогения западной части Сетте-Дабана (Кыллахского поднятия). Металлогеническая карта масштаба 1 : 100 000». (Кыллахская металлогеническая партия, 1975–1980 гг.), пос. Хандыга, 1980. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 13 945 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

509. *Стаценко Л. И. и др.* Отчет о результатах поисков стратиформных залежей свинцово-цинковых руд, меди и бокситов на западном крыле Керби-Хамнинской синклинали (часть трапеции Р-53-129,141) за 1974–1975 гг. (Эзэлэхский поисковый отряд), пос. Хандыга, 1976. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 12 403 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

510. *Степанова С. К.* Отчет: «Геолого-экономическая оценка объектов Нераспределенного фонда недр твердых полезных ископаемых на территории Республики Саха (Якутия)», Якутск, 2007. (ГУП «Сахагеоинформ») Ф. № 21 028 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

511. *Сухоруков В. И. и др.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на территории листов Р-53-129-Б,В-б,г,Г; 130; 131-А-а,в, В-а,в; 141-А,б,Б,Г; 142-А,Б (по работам Юкандинской партии в 1974–1977 гг.), пос. Хандыга, 1978. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 13 133 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

512. *Тельшев В. И., Павлов М. А., Бородин А. М.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов средних течений рек Аллах-Юнь и Юдома (листы Р-54-XXV, XXXI). Отчет Аллах-Юньской партии о результатах ГДП-200 в 1983–1987 гг., Хабаровск, 1987. ДВ ТФИ.

513. *Тихонов Е. П.* Промежуточный отчет с подсчетом запасов и прогнозных ресурсов строительных материалов по объектам, оцененным на территории муниципального образования «Амгинский улус (район)» по объекту: «Поисковые работы на строительные материалы для нужд муниципальных образований Республики Саха (Якутия)». Якутск, 2009. (ГУГГП РС(Я) «Якутскгеология») Ф. № 21 630 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

514. *Тихонов Е. П.* Отчет о результатах работ по объекту: «Поисковые работы на строительные материалы для нужд муниципальных образований Республики Саха (Якутия)» в 2008–2010 гг., Якутск, 2010. (ГУГГП РС(Я) «Якутскгеология») Ф. № 21 693 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

515. *Уфлянд А. К. и др.* Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение междуречья Уяны и Илин-Дэлиннэ. Лист Р-53-III, М., 1964. (Всесоюзный аэрогеологический трест) Ф. № 6947 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

516. *Ушаков В. И. и др.* Отчет о результатах геологоразведочных работ по Буларскому золоторудному месторождению, пос. Хандыга, 1960. (Алданское РайГРУ).

517. *Фарбер М. Р. и др.* Условия локализации рудных тел и прогнозная оценка Бриндакитского рудного поля, Якутск, 1988. (ЦКТЭ). Ф. № 17 016 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

518. *Филиппова И. А. и др.* Отчет о геологоразведочных работах на месторождении кирпичных суглинков Джебарики-Хая, пос. Хандыга, 1954. (Алданское РайГРУ) Ф. № 4487 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

519. *Филиппова Е. А.* Отчет о результатах и объемах работ по объекту: «Ведение государственного геологического информационного фонда и обеспечение полномочий Республики Саха (Якутия) в области недропользования» за 2014–2016 гг., Якутск, 2016. (ГУП «Сахагеоинформ»). Ф. № 22 624 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

520. *Фокина Т. К.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на подземные воды для обеспечения хозяйственно-питьевого водоснабжения пос. Усть-Мая Республики Саха (Якутия) за 2007–2008 гг. (отчет с подсчетом запасов подземных вод по состоянию на дату 1.12.2008 г.), Якутск, 2008. (ГУГГП РС(Я) «Якутскгеология»). Ф. № 21 254 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

521. *Хамантов В. И.* Отчет о проведении групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 с применением специализированных литолого-геохимических исследований, попутных поисках радиоактивного сырья и других полезных ископаемых междуречья В. Хандыга–Куранах за 1984–1989 гг., пос. Хандыга, 1989. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 17 257 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

522. *Черников В. И.* Отчет о результатах подготовки геохимической, геофизической и дистанционной основ ГК-1000/3 листов Q-49,50; Q-53,54; R-53,54 (геохимическая и геофизическая основы); Р-53,54 (геофизическая, геохимическая и дистанционная основы), выполненных в 2002 г.

523. *Чернобровкин А. С. и др.* Отчет о поисках золото-сурьмяных и сурьмяных месторождений в районе рудопроявлений Баданга, Ненкан и Хохсалах на территории листов Р-54-26,27,28; Р-54-16; Р-53-9. (Лазовская поисковая партия, 1979–1982 гг.), пос. Хандыга, 1982. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 14 635 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

524. *Шапиро А. П. и др.* Отчет по теме 3.1/312(20) 168-6/69 «Изучение обогатимости руд месторождения Сардана», М., 1975. (ЦИНГРИ).

525. *Шаповалов П. А.* Отчет о геологоразведочных работах на участке Гербы-Луговая за 1948–1952 гг., пос. Хандыга, 1955. (Алданское РайГРУ) Ф. № 4449 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

526. *Шаповалов П. А.* Отчет о поисково-разведочных работах на уголь по левому берегу р. Алдан на участке между поселками Усть-Сутжа и Сайды за 1950–1951 гг., пос. Хандыга, 1956. (Алданское РайГРУ) Ф. № 4448 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

527. *Шелогуров Т. Ф. и др.* Отчет о работе Бияхской поисково-съемочной партии масштаба 1 : 50 000 за 1964 г., пос. Хандыга, 1965. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 7303 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

528. *Широглазов М. Т.* Геологическое строение Джебарики-Хайского месторождения Нижне-Алданского угленосного района Якутской-Саха ССР. Отчет Якутской ГРП о результатах предварительной разведки участка 2 резервного поля 1 Джебарики-Хайского каменноугольного месторождения, проведенной в 1988–1991 гг., пос. Кангалассы, 1991. (Трест «Дальвостуглеразведка») Ф. № 18 029 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

529. Шпикерман В. И., Порошин Е. Е., Кропачев А. П., Рублев А. Г., Худолей А. К., Ляхницкая О. Ю., Иогансон А. К., Гамянин Г. Н. Геологическое изучение и составление легенд Анабарской и Мархинской серий Госгеолкарты-200 (Совершенствование и межсерийная корреляция Юдомской, Верхоянской, Яно-Индибирской, Колымской серийных легенд), 2002.

530. Щербаков М. С. и др. Отчет о геологической съемке и геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 на площади листа Р-53-IV по работам Лосевой партии в 1979–1981 гг., пос. Хандыга, 1981. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 14 258 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

531. Эпштейн Е. М. и др. Оценка промышленных перспектив танталового и ниобиевого оруденения в массивах карбонатитов Лединской зоны, М., 1966. (ВИМС) Ф. № 7815 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

532. Яковлев И. К. Геология и угленосность Надеждинского месторождения угля Аллаха-Юньского района Я АССР, пос. Хандыга, 1953. (Алданское РайГРУ) Ф. № 4547 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Электронные ресурсы

533. Кадастр прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Российской Федерации по состоянию на 1.01.2014 г. (<http://www.tsnigri.ru>)

534. Перечень участков недр федерального значения (ред. от 2.10.2017) (<http://legalacts.ru/doc/perechen-uchastkov-ne-dr-federalnogo-znachenija>).

535. Сводка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Республики Саха (Якутия) по состоянию на 1.01.2017 г. (электронный ресурс ГУП «Сахагеоинформ»).

Дополнительный список литературы

536. Барянец В. И. и др. Отчет о геолого-разведочных работах, проведенных в 1949 г. на месторождении Джебарики-Хая с подсчетом запасов угля на 1/1-1950 г. РайГРУ «Углеразведка», пос. Хасын, 1950.

537. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист Р-53-IV. Серия Майская / Ред. В. А. Ян-жин-шин, Е. Л. Мозалевский, 1983.

538. Говоров К. Ф., Габышев В. И. и др. Окончательный отчет по результатам комплексной геолого-гидрогеологической съемки (четвертичных отложений) масштаба 1 : 50 000 за 1970–1971 гг. ЦГСЭ, Якутск, 1972.

539. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Юдомская. Лист Р-53-XXIV / Ред. А. К. Иогансон. Авт.: А. П. Кропачев, А. К. Иогансон, И. Я. Гогин и др., 2020.

540. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Юдомская. Лист Р-53-XXX (Акра) / Ред. А. П. Кропачев. Авт.: А. П. Кропачев, А. Л. Коновалов, В. В. Заморуев и др., 2020.

541. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Юдомская. Лист Р-53-XXXVI / Ред. А. П. Кропачев. Авт.: А. П. Кропачев, А. Л. Коновалов, В. В. Заморуев и др., 2001 (в издании).

542. Дивдевилов Н. Е. Отчет о результатах поисково-разведочных работ на строительные материалы в районе пос. Усть-Мая, Петропавловск Усть-Майского улуса РС (Я). ЯГПСЭ, Якутск, 1994.

543. Карта рельефа подошвы литосферы России. Масштаб: 1 : 1 000 000, 1995 / Ред.: В. В. Соловьев. Сост.: В. М. Рыжкова, В. В. Соловьев. // Геологический атлас России. Раздел II. Геологическое строение и геофизическая характеристика недр / Отв. ред. атласа: А. А. Смыслов.

544. Мочанов Ю. А. Древнейшие этапы заселения человеком Северо-Восточной Азии. – Новосибирск: Наука, 1977. – 264 с.

545. *Николаев В. Т.* Отчет о результатах поисковых работ на строительные материалы в Таттинском районе. ГПП «Ленское», пос. В. Бестях, 1994.

546. *Прокопьев В. С., Слепцов П. П.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на территории листов Р-53-80-В,Г; 92-А,В; 104-А,Б-а,в,В,Г; 116-Б,Г по работам Кербинской партии 5/77 в 1978–1981 гг. ГФЭ-6, Якутск, 1981.

547. *Сальников А. С., Старосельцев В. С., Соболев П. Н.* Отчет о результатах работ по объекту: «Создание опорного геолого-геофизического профиля 3-ДВ (Северо-западный участок)». ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск, 2013.

548. *Спектор В. Б., Бакулина Н. Т., Парфенов М. И.* Роль ледников в преобразовании рельефа Лено-Амгинской равнины в плейстоцене и голоцене // Наука и образование. – 2015. – № 1(77). – С. 42–49.

549. *Старников А. И. и др.* Отчет «Геологическое строение и металлогения западной части Сетте-Дабана (Кыллахского поднятия). Металлогеническая карта масштаба 1 : 100 000». (Кыллахская металлогеническая партия, 1975–1980 гг.), пос. Хандыга, 1980. (Аллах-Юньская ГРЭ) Ф. № 13 945 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

550. *Сюндюков Ш. А.* Поиски углей в междуречье Алдан–Амга Нижнеалданского угленосного района. (Отчет о геологоразведочных работах за 1991–1994 гг.). ГУП «ОНГРП», Нерюнгри, 2000.

551. *Федоров Д. И.* Отчет о результатах поисковых и оценочных работ на дорожно-строительные материалы вдоль автодороги Амга–Усть-Мая. ГУП РС (Я) «ЯПСЭ», Якутск, 2003.

552. *Федоров Д. И.* Отчет по поисковым работам на строительные материалы для нужд совхозов Заречной группы районов, пос. В. Бестях, ГПП «Ленское», 1993.

553. *Широглазов М. Т., Демченко Н. С.* Отчет Якутской ГРП о поисковых работах в междуречье Тыры–Хандыга, проведенных в 1989–1991 гг. Листы Р-53-XVI,XVII. Якутская ГРП, пос. Кангалассы, 1992.

Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов и потоков, вторичных геохимических ореолов, гидрохимических аномалий, показанных на карте полезных ископаемых листа Р-53 Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Нефть и газ			
Нефть			
VI-3-5	Пр	Мокуйская скважина	Калюжина, 1986, Дьяконова, 2006
Газ			
I-2-12	Пр	Нижнеалданская скважина	Новицкий, 1965
II-2-9	Пр	Ивановская скважина	Инв. № 17477 Гриневич Л. Е.
VI-3-4	Пр	Мокуйская скважина	Калюжина, 1986
VI-5-10	Пр	Усть-Майская скважина	Мурашова, 2014
Нефть и газ			
VI-5-12	Пр	Усть-Майская скважина	Мурашова, 2014
Геофизические аномалии			
II-4-1	ГА	Западно-Хандыгская	Григорьева, 2012
II-4-2	ГА	Северо-Томпонская	Григорьева, 2012
II-4-7	ГА	Южно-Томпонская	Григорьева, 2012
II-5-1	ГА	Восточно-Томпонская структура	Григорьева, 2012
III-3-3	ГА	Хочомская	Григорьева, 2010
V-1-5	ГА	Ноторская	Дьяконова, 2006
VI-1-1	ГА	Мильская	Григорьева, 2008
VI-3-1	ГА	Майская	Дьяконова, 2006
VI-3-2	ГА	Мокуйская	Григорьева, 2008
ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Уголь каменный			
III-4-14	МС/Э	Джебарики-Хая	Инв. № 4486 Барянцев В. И. Инв. № 18029 Широглазов М. Т., Хатылаев М. М. 1992, 2010
III-5-6	МС	Надежда	Инв. № 4547 Яковлев И. К.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
II-6-61	ММ	Нижне-Туматское	Инв. № 7151 Латников Ф. У.
III-3-13	ММ/Э	Харбалахское	Инв. № 19720 Васильев Н. Н.
III-5-8	ММ	Гербы-Луговое	Инв. № 4449 Шаповалов П. А.
I-1-3	П	Мольджогой	Инв. № 15306 Камалетдинов В. А.
I-1-4	П	Междуречье Кэчэрэ-Юряге и Куолай Эльгэяне	Инв. № 15306 Камалетдинов В. А.
I-1-6	П	Западная Градыга	Инв. № 15306 Камалетдинов В. А.
I-2-5	П	Верхнее течение р. Западная Градыга	Инв. № 6350 Натапов Л. М.
I-2-6	П	Среднее течение р. Восточная Градыга	Инв. № 6350 Натапов Л. М.
I-2-7	П	Правобережье руч. Эльгекян, среднее течение	Инв. № 6350 Натапов Л. М.
I-2-8	П	Правобережье руч. Эльгекян	Инв. № 6350 Натапов Л. М.
I-2-10	П	Река Барыйы, ниже устья руч. Кыра-Юрях	Инв. № 6350 Натапов Л. М.
I-2-11	П	Нижнеалданская скважина	Инв. № 6350 Натапов Л. М.
I-3-8	П	Правый борт р. Илин-Делинне	Инв. № 6947 Уфлянд А. К.
I-4-14	П	Правый борт р. Лосевая	Инв. № 14258 Щербаков М. С.
II-4-5	П	Левобережье р. Томпорок, скв. 9, Нижне-Томпорок, профиль КБ	В. Б. Обухов, 1962
II-6-45	П	Лабисквинское	Изд. 200 А. И. Старников, А. В. Филатов, 1998
II-6-48	П	Томпорокское	Изд. 200 А. И. Старников, А. В. Филатов, 1998
II-6-59	П	Черемуховское	Изд. 200 А. И. Старников, А. В. Филатов, 1998
II-6-60	П	Восточно-Хандыгское	Изд. 200 А. И. Старников, А. В. Филатов, 1998
II-6-66	П	Верхне-Туматское	Инв. № 16741 Старников А. И.
III-3-5	П	Олосойское	Инв. № 14958 Гриненко В. С.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
III-3-8	П	Ютэ-Келюйэ	Инв. № 14958 Гриненко В. С.
III-3-16	П	Хайа-Кутуруга	Инв. № 14958 Гриненко В. С.
III-4-3	П	Прав. берег р. Алдан. Структур. скв. 67	Инв. № 14958 Гриненко В. С.
III-4-7	П	Устьевая часть р. Амга	Инв. № 14958 Гриненко В. С.
III-4-10	П	Лев. берег р. Алдан, в 3,5–8,5 км выше устья р. Вост. Хандыга	Инв. № 14958 Гриненко В. С.
III-4-11	П	Лев. берег р. Алдан, в 5 км ниже устья р. Тыры	Инв. № 14958 Гриненко В. С.
III-4-12	П	Лев. берег р. Алдан, устье р. Тыры	Инв. № 14958 Гриненко В. С.
III-4-13	П	Лев. берег р. Алдан в 10–17 км к ЮЗ от устья р. Тыры	Инв. № 14958 Гриненко В. С.
III-4-16	П	Лев. берег р. Алдан, в 12 км ниже от устья р. Сугджа	Инв. № 4448. Шаповалов П. А.
III-5-1	П	Река. Тыры, лев. берег, в 7,5 км ниже устья руч. Угунда	Инв. № 10424 Мишин В. М.
III-5-2	П	Река Тыры	Инв. № 17020 Старников А. И.
III-5-3	П	Река Тыры, лев. берег, в 21,5 км от устья	Инв. № 10424 Мишин В. М.
III-5-4	П	Руч. Солонда	Инв. № 10424 Мишин В. М.
III-5-5	П	Руч. Волчий	Инв. № 10424 Мишин В. М.
III-5-7	П	Сугджинское	Инв. № 4547 Яковлев И. К.
III-6-1	П	Руч. Перспективный-1	Инв. № 17020 Старников А. И.
III-6-2	П	Руч. Перспективный	Инв. № 17020 Старников А. И.
III-6-14	П	Река Тыры, правый борт	Инв. № 17020 Старников А. И.
III-6-32	П	Нижнее течение руч. Еловый	Инв. № 17020 Старников А. И.
У г о л ь б у р ы й			
I-1-5	П	Нижнеградьгское	Инв. № 15306 Камалетдинов В. А.
I-2-9	П	Лев. борт р. Вост. Градыга	Инв. № 6350 Натапов Л. М.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
I-3- 7	П	Лев. борт р. Арга-Делинне, среднее течение	Инв. № 6947 Уфлянд А. К.
II-2-1	П	Нижнеалданская скважина	Инв. № 6350 Натапов Л. М.
II-2-11	П	Прав. берег р. Баяга, в 16 км от устья. Скв. 74, Баягинский профиль КБ	Инв. № 17477 Гриневич Л. Е.
II-2-12	П	Прав. берег р. Татта, в 8 км от устья. Скв. 39, Таттинский профиль КБ	Инв. № 17477 Гриневич Л. Е.
II-2-15	П	Прав. берег р. Татта, в 12 км от устья. Скв. 38, Таттинский профиль КБ	Инв. № 1527 Корчагин В. П.
II-2-16	П	Лев. берег р. Баяга, в 22 км от устья. Скв. 67, Баягинский профиль КБ	Инв. № 1527 Корчагин В. П.
II-2-17	П	Лев. берег р. Татта, в 17 км от устья. Скв. 36, Таттинский профиль КБ	Инв. № 1527 Корчагин В. П.
II-2-18	П	Лев. берег р. Татта, в 22,5 км от устья. Скв. 25, Таттинский профиль КБ	Инв. № 1527 Корчагин В. П.
II-2-19	П	Лев. берег р. Баяга, в 34,5 км от устья. Скв. 61, Баягинский профиль КБ	Инв. № 1527 Корчагин В. П.
II-2-20	П	Лев. берег р. Татта, в 31,5 км от устья. Скв. 14, Таттинский профиль КБ	Инв. № 1527 Корчагин В. П.
II-2-21	П	Лев. берег р. Татта, в 36 км от устья. Скв. 13, Таттинский профиль КБ	Инв. № 1527 Корчагин В. П.
II-2-22	П	Лев. берег р. Татта, в 41 км от устья. Скв. 11, Таттинский профиль КБ	Инв. № 1527 Корчагин В. П.
II-4-3	П	Лев. берег р. Томпорук. Скв. 3, Нижне-Томпорукский профиль КБ	Инв. № 1527 Корчагин В. П.
III-1-1	П	Истоки р. Танда. скв. 148, Тандинский профиль КБ	Инв. № 15306 Камалетдинов В. А.
III-2-7	П	Лев. берег р. Татта. Скв. 4, Ытык-Кельская площадь	Инв. № 1527 Корчагин В. П.
III-3-4	П	Лев. берег р. Амга, в 10,1 км к СВ от пос. Сайлык	Инв. № 14958 Гриненко В. С.
III-3-6	П	Прав. берег р. Амга, в 5 км ниже пос. Сайлык	Инв. № 14958 Гриненко В. С.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Черные металлы			
Ж е л е з о			
IV-6-70	П	Малютка	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-4-1	П	Донской-Юрягэ	Инв. № 14316 Прокопьев В. С.
V-4-4	П	Эдельги	Инв. № 14316 Прокопьев В. С.
VI-3-12	П	Бассейн р. Мая-1	Инв. № 21254 Фокина Т. К.
VI-3-13	П	Бассейн р. Мая-2	Инв. № 21254 Фокина Т. К.
VI-3-14	П	Бассейн р. Мая-3	Инв. № 21254 Фокина Т. К.
IV-4-7	ПМ	Руч. Ыаргалах	Инв. № 14316 Прокопьев В. С.
IV-5-8	ПМ	Правый борт руч. Сан-Саных	Инв. № 12326 Мехоношин В. Ф.
IV-5-11	ПМ	Левый борт р. Белая, в 3,5 км выше устья руч. Чагдала	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
IV-5-12	ПМ	Левобережье руч. Курунг-Мастах	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
IV-5-14	ПМ	Руч. Чагдала	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
IV-5-16	ПМ	Водораздел ручьев Чагдала и Харыйалаах	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
IV-5-18	ПМ	Левобережье среднего течения руч. Чагдала	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
IV-5-19	ПМ	Левый. водораздел руч. Чагдала, верх. течение	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
IV-6-18	ПМ	Река Мутула	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
IV-6-20	ПМ	Река Мал. Мутула	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
IV-6-23	ПМ	Водораздел р. Мутула–руч. Спокойный	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
IV-6-27	ПМ	Река Мал. Мутула-1	Инв. № 16063 Додин И. Г.
V-4-2	ПМ	Правобережье р. Алдан, в 8,8 км ниже устья руч. Мал. Лапарма	Инв. № 14316 Прокопьев В. С.
V-4-6	ПМ	Верховье руч. Тарыннах	Инв. № 14316 Прокопьев В. С.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
V-4-10	ПМ	Река Алдан, правобережье	Инв. № 14958 Гриненко В. С.
V-5-15	ПМ	Левобережье руч. Эльдиканка	Инв. № 16131 Баланов А. Н.
V-5-18	ПМ	Истоки руч. Оюн-Юрях	Инв. № 16131 Баланов А. Н.
V-6-64	ПМ	Верховье руч. Мустах	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-3-15	ПМ	Руч. Кыра-Хаахын, в 14 км от устья	Инв. № 21254 Фокина Т. К.
Т и т а н (р о с с ы п и)			
II-2-14	РП	Мамонтовогорское	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
II-3-1	РП	Буйское	Инв. № 1527 Корчагин В. П.
II-2-2	РП	Хара-Алданское	Инв. № 1527 Корчагин В. П.
В а н а д и й			
III-6-33	ПМ	Руч. Тис, среднее течение	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
Цветные металлы			
М е д ь			
I-5-15	П	Джалкан	Изд. 200 Ковалев Л. Н.
I-5-20	П	Придорожное	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-5-21	П	Последнее	Инв. № 14966 Иогансон А. К.
I-5-22	П	Курпанджинское	Инв. № 14966 Иогансон А. К.
I-6-6	П	Кубулуння	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-6-17	П	Грань	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
II-6-39	П	Росомаха	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-57	П	Хандыгское	Изд. 200 Старников А. И.
II-6-65	П	Пихол	Инв. № 18445 Зубков Ю. А.
IV-4-5	П	Рябинка	Инв. № 14316 Прокопьев В. С.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
IV-6-30	П	Северный	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
IV-6-46	П	Краснохолмское	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
V-6-47	П	Начарское	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
V-6-104	П	Метеор	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
I-5-10	ПМ	Между ручьями Хангас-Ольчан и Поп	Изд. 200 Ковалев Л. Н.
I-5-11	ПМ	Левый водораздел руч. Ясный	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-5-16	ПМ	Правобережье в верхнем течении руч. Курпанджа	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-5-19	ПМ	Левобережье р. Менкюле	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-5-24	ПМ	Правобережье р. Менкюле, выше устья руч. Последний	Инв. № 14966 Иогансон А. К.
I-6-7	ПМ	Левобережье руч. Ниж. Тирехтях	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-6-9	ПМ	Кранты	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-6-11	ПМ	Ручьи Кранты-Озёрный-1	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-6-12	ПМ	Чугучан	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-6-13	ПМ	Левый борт долины р. Менкюле	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-6-15	ПМ	Бассейн ручьев Грань, Чугучан, Менкюле	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-6-18	ПМ	Прав. борт р. Загадка, лев. пр. р. Ниж. Харыллах	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-6-19	ПМ	Левобережье в среднем течении руч. Чугучан	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-6 -22	ПМ	Истоки руч. Брод	Инв. № 13595 Додин И. Г.
II-6-2	ПМ	Левый водораздел руч. Чугучан	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-4	ПМ	Левый водораздел в верхнем течении р. Куранах	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-6	ПМ	Истоки руч. Злодей	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-10	ПМ	Левобережье руч. Як в его верховьях	Инв. № 17257 Хамантов В. И.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
II-6-11	ПМ	Приустьевая часть руч. Серый	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-19	ПМ	Руч. Медвежий	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-20	ПМ	Левобережье руч. Хинда	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-22	ПМ	Руч. Пропущенный	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-26	ПМ	Верховья руч. Широкий	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-27	ПМ	Среднее течение руч. Сегенях	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-28	ПМ	Руч. Опасный	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-35	ПМ	Истоки руч. Прозрачный	Инв. № 22197 Николаева Л. М.
II-6-43	ПМ	Правобережье р. Кюрбелях, в ее истоках	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-53	ПМ	Руч. Обрывистый	Инв. № 18445 Зубков Ю. А.
II-6-58	ПМ	Правый борт руч. Большой	Инв. № 18445 Зубков Ю. А.
II-6-64	ПМ	Водораздел ручьев Неожиданный и Лабыстах	Инв. № 18445 Зубков Ю. А.
III-6-4	ПМ	Правый борт р. Онелло	Инв. № 18445 Зубков Ю. А.
III-6-5	ПМ	Прав. борт р. Онелло, в 1,4 км ниже устья руч. Челдин	Инв. № 18445 Зубков Ю. А.
III-6-37	ПМ	Правый. борт руч. Качеулкан	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
IV-4-9	ПМ	Правобережье руч. Керби	Инв. № 14316 Прокопьев В. С.
IV-5-1	ПМ	Левобережье руч. Елюкючээнниир-1	Инв. № 12326 Мехоношин В. Ф.
IV-5-2	ПМ	Левобережье руч. Елюкючээнниир и р. Бысар-Юрях	Инв. № 12326 Мехоношин В. Ф.
IV-5-3	ПМ	Руч. Гарь	Инв. № 12326 Мехоношин В. Ф.
IV-5-5	ПМ	Руч. Руфь	Изд 200. Ковалев Л. Н., 1990
IV-5-6	ПМ	Правобережье р. Белая, в 5,6 км выше устья руч. Мутула	Изд 200. Ковалев Л. Н., 1990
IV-5-10	ПМ	Левый борт р. Белая, напротив устья руч. Тарыннах	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
IV-5-13	ПМ	Бассейны ручьев Старый Горностыль и Воронка-Юрэгэ	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
IV-5-15	ПМ	Уллунахское. Водораздел ручьев Уллунаах и Маган-Харах	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
IV-6-12	ПМ	Руч. Смежный	Инв. № 16887 Ефимов В. В.
IV-6-40	ПМ	Верховья ручьев Накали-Бурный	Инв. № 16063 Додин И. Г.
IV-6-52	ПМ	Левый водораздел руч. Коралловый	Инв. № 17834 Сагир А. В.
IV-6-53	ПМ	Правобережье р. Белая, в 2 км ниже устья руч. Мастах	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
IV-6-60	ПМ	Водораздел ручьев Таёжный и Чалбык	Инв. № 17834 Сагир А. В.
IV-6-67	ПМ	Водораздел ручьев Дикий и Курносый	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
V-5-5	ПМ	Левобережье руч. Дьороону	Инв. № 16131 Баланов А. Н.
V-5-7	ПМ	Джорону	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
V-6-2	ПМ	Водораздел ручьев Перекатный, Мастах и Ясный	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
V-6-4	ПМ	Истоки руч. Горелый	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
V-6-13	ПМ	Левый борт руч. Кривой	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
V-6-14	ПМ	Левый борт руч. Ялан	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
V-6-21	ПМ	Истоки руч. Краб	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
V-6-25	ПМ	Левобережье руч. Михайловский	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
V-6-28	ПМ	Левый водораздел в верховье руч. Наш	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
V-6-33	ПМ	Ольховый	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
V-6-40	ПМ	Правобережье руч. Прав. Суордах	Инв. № 17834 Сагир А. В.
V-6-43	ПМ	Водораздел ручьев Начар и Крюк	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
V-6-44	ПМ	Водораздел ручьев Прав. Суордах и Шумный	Инв. № 17834 Сагир А. В.
V-6-45	ПМ	Левый борт руч. Извилистый, верховье	Инв. № 17834 Сагир А. В.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
V-6-55	ПМ	Руч. Лев. Чухоной	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-62	ПМ	Левобережье руч. Мустах	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
VI-5-5	ПМ	Левобережье руч. Мал. Толус	Инв. № 13133 Сухоруков В. И.
VI-6-5	ПМ	Левый склон руч. Пал	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-9	ПМ	Верховье руч. Курунг	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-10	ПМ	Руч. Пал-1	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-11	ПМ	Левый борт руч. Лабаз	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-17	ПМ	Руч. Овод	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-18	ПМ	Водораздел ручьев Мутная – Охотничий	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-28	ПМ	Руч. Кукла	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-31	ПМ	Водораздел ручьев Кукла и Баягантай	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-38	ПМ	Левобережье руч. Баягантай	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-42	ПМ	Правобережье руч. Баягантай	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-46	ПМ	Левый берег руч. Селенда	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-48	ПМ	Левый борт в верховьях руч. Неудачный	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-55	ПМ	Руч. Унакли, устье	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-62	ПМ	Прав. борт в верховьях руч. Таборный	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-66	ПМ	Прав. борт руч. Олень	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-70	ПМ	Руч. Чагада	Инв. № 16981 Краснопольский
VI-6-71	ПМ	Руч. Олень, верховья	Инв. № 16981 Краснопольский
VI-6-81	ПМ	Руч. Таборная	Инв. № 17758 Андрянов Н. Г.
VI-6-91	ПМ	Водораздел ручьев Надежный и Горный	Инв. № 20511 Кропачев А. П.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
VI-6-93	ПМ	Руч. Горный	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
VI-6-101	ПМ	Руч. Элик	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-105	ПМ	Руч. Усть-Мар	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
II-6-32	ВГХО	Водораздел рек Томпорук и Улах	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-44	ВГХО	Долина р. Вост. Хандыга	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-56	ВГХО	Устье р. Саккырыр	Инв. № 18445 Зубков Ю. А.
II-6-67	ВГХО	Река Тумат	Инв. № 18445 Зубков Ю. А.
II-6-69	ВГХО	Правобережье р. Конуга	Инв. № 18445 Зубков Ю. А.
II-6-70	ВГХО	Верховья р. Конуга	Инв. № 18445 Зубков Ю. А.
III-6-6	ВГХО	Междуречье Долгучан (Онелло) – р. Тыры	Инв. № 18445 Зубков Ю. А.
III-6-11	ВГХО	Между р. Онелло – руч. Еловый	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
IV-5-4	ВГХО	Река Сыалысархах	Изд 200. Ковалев Л. Н., 1990
IV-6-3	ВГХО	Водораздел рек Сугжа – Сытыган	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
IV-6-24	ВГХО	Водораздел рек Муол – Ханда (Белая)	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
IV-6-36	ВГХО	Руч. Хотун (верховья)	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-5-16	ВГХО	Долина р. Сахара, выше устья р. Акра	Изд. 200, Ян-жин-шин В. А., 1977
V-6-87	ВГХО	Левый приток р. Акра	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-100	ВГХО	Левобережье р. Сахара, выше устья р. Акра	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
С в и н е ц			
I-2-2	ПМ	Левый борт р. Барайы, среднее течение	Инв. № 6350 Натапов Л. М.
I-2-4	ПМ	Прав. борт р. Барайы	Инв. № 6350 Натапов Л. М.
I-4-12	ПМ	Левобережье в верхнем течении р. Лосевая	Инв. № 14258 Щербаков М. С.
I-5-7	ПМ	Руч. Ниж. Хоспохчан	Инв. № 13515 Горбунов А. И.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
I-6-4	ПМ	Левобережье руч. Ниж. Тирехтях, в 2 км ниже руч. Арангас	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
IV-6-2	ПМ	Правобережье руч. Прав. Натали	Инв. № 16063 Додин И. Г.
IV-6-33	ПМ	Истоки руч. Маркачан	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
IV-6-39	ПМ	Руч. Восточный	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
IV-6-45	ПМ	Перекатно	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
V-5-19	ПМ	Сахаринское	Инв. № 16131 Баланов А. Н.
V-6-1	ПМ	Руч. Доля	Инв. № 17834 Сагир А. В.
V-6-32	ПМ	Руч. Прав. Начар	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-34	ПМ	Правый водораздел руч. Широкий	Инв. № 17834 Сагир А. В.
V-6-49	ПМ	Руч. Шорох	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-76	ПМ	Руч. Рогатый-1	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-94	ПМ	Руч. Прав. Сахара	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-5-3	ПМ	Осеннее	Инв. № 13133 Сухоруков В. И.
VI-6-43	ПМ	Правый борт руч. Селенда-1	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-5-7	ШО	Низовья правого притока р. Аллах-Юнь, руч. Юканда	Изд. 200 Старников А. И., 1989
III-6-21	ВГХО	Водораздел руч. Хяс–Георгий	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
III-6-27	ВГХО	Верховья р. Качелкуан	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
III-6-28	ВГХО	Нижняя часть р. Наталья	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
III-6-38	ВГХО	Руч. Билях	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
IV-6-9	ВГХО	Водораздел рек Сугжа – Мутула	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
IV-6-35	ВГХО	Бассейн среднего течения р. Ханда (Белая)	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
IV-6-48	ВГХО	Приустьевая часть р. Сетанья	Инв. № 20577 Горлова А. Л.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
IV-6-51	ВГХО	Устьевая часть р. Бурхала	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-5-4	ВГХО	Водораздел верховьев рек Дерону – Чухоной	Изд. 200 Ян-жин-шин В. А., 1977
Ц и н к			
II-6-49	П	Некчегун	Инв. № 12715 Соболев А. Е.
IV-4-6	П	Прогноз	Инв. № 14316 Прокопьев В. С.
IV-4-8	П	Керби	Инв. № 14316 Прокопьев В. С.
IV-5-17	П	Харыйалахское	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
IV-6-34	П	Димское	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
IV-6-38	П	Горностыль	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
V-4-5	П	Кюбюнде	Инв. № 14316 Прокопьев В. С.
V-4-7	П	Тарыннах	Инв. № 14316 Прокопьев В. С.
V-5-1	П	Лимонитовый	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
V-5-3	П	Наледный	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
V-5-9	П	Джанкы	Инв. № 16131 Баланов А. Н.
VI-5-1	П	Сахаринское, правобережье руч. Сахара	Инв. № 13133 Сухоруков В. И.
VI-5-6	П	Эсэлээх	Инв. № 12403 Стаценко Л. И.
VI-5-6	П	Перевальное	Мурашова, 2014
VI-5-14	П	Роса	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
VI-5-17	П	Куб	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
VI-5-18	П	Северное	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
I-4-1	ПМ	Нижние течение руч. Эрыкчан	Инв. № 14258 Щербаков М. С.
I-4-5	ПМ	Истоки руч. Эрыкчан	Инв. № 14258 Щербаков М. С.
I-4-7	ПМ	Нижнее течение руч. Бороннак	Инв. № 14258 Щербаков М. С.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
I-5-1	ПМ	Правый борт руч. Джегеганджа	Инв. № 14258 Щербаков М. С.
I-5-13	ПМ	Верховья руч. Сомнение	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-5-17	ПМ	Правобережье р. Томпо, напротив устья руч. Ольчан	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-6-2	ПМ	Руч. Сорго в 4,8 км от устья	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-6-3	ПМ	Левобережье руч. Ниж. Тирехтях	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-6-16	ПМ	Левобережье в нижнем течении руч. Чугучан	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
II-6-9	ПМ	Нижнее течение руч. Двойной	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-52	ПМ	Руч. Некчегун	Инв. № 18445 Зубков Ю. А.
II-6-71	ПМ	Тумат	Инв. № 12715 Соболев А. Е.
III-6-39	ПМ	Истоки руч. Бугансал	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
IV-4-2	ПМ	Руч. Хара-Аппа	Инв. № 14316 Прокопьев В. С.
IV-5-7	ПМ	Правобережье среднего течения руч. Сыалысардаах	Инв. № 12326 Мехоношин В. Ф.
IV-6-6	ПМ	Лев. борт в среднем течении руч. Прав. Натали	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
IV-6-31	ПМ	Руч. Еловый	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
IV-6-58	ПМ	Водораздел ручьев Ыт-Юрях и Кик-нур	Инв. № 17834 Сагир А. В.
V-4-3	ПМ	Истоки руч. Мустур-Тонколого	Инв. № 14316 Прокопьев В. С.
V-5-10	ПМ	Левый водораздел в истоках руч. Баратыкы	Инв. № 16131 Баланов А. Н.
V-5-14	ПМ	Баратыкы	Инв. № 16131 Баланов А. Н.
V-6-42	ПМ	Правый склон руч. Извилистый	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
V-6-60	ПМ	Правый борт руч. Ветвистый	Инв. № 17834 Сагир А. В.
VI-5-2	ПМ	Восточный	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
VI-5-4	ПМ	Истоки руч. Эсэллэх	Инв. № 12403 Стаценко Л. И.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
VI-5-8	ПМ	Дука	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
VI-5-9	ПМ	Покосное	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
VI-6-3	ПМ	Правый водораздел истоков руч. Дружный	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-15	ПМ	Верховье руч. Вой	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-29	ПМ	Руч. Кукла-2	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-74	ПМ	Правый борт руч. Видный (Островной)	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-76	ПМ	Руч. Крошка	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-83	ПМ	Руч. Грозный	Инв. № 17758 Андриянов Н. Г.
I-1-1	ШО	Между ручьями Темирдех и Кюнгкюнюр	Инв. № 15306 Камалетдинов В. А.
I-4-4	ШО	Левый приток р. Уяна	Инв. № 14258 Щербаков М. С.
I-4-8	ШО	Левый приток р. Уяна	Инв. № 14258 Щербаков М. С.
III-6-34	ШО	Правые притоки р. Сугжа	Изд. 200 А. И.Старников
VI-5-16	ШО	Верховья р. Хамна	Изд.200 Старников А. И., 1989
II-6-16	ВГХО	Верховья левого притока р. Куранах	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
V-5-8	ВГХО	Водораздел верховий рек Дерону и Сахара	Изд. 200 Ян-жин-шин В. А., 1977
V-6-80	ВГХО	Верховья р. Акра	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
Ц и н к , с в и н е ц			
VI-5-19	МК	Сардана	Инв. № 12681 Владимиров С. Н. Инв. № 220663 Аргунов М. С. Инв. № 21889 Карпенко И. А.
VI-5-13	П	Перевальное	Мурашова, 2014
В о л ь ф р а м			
II-6-18	ПМ	Среднее течение р. Куранах, устье р. Олений	Инв. № 17257 Хамантов В. И.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
А л ю м и н и й			
IV-4-3	ПМ	Левый борт р. Алдан против устья р. Белая	Инв. № 14316 Прокопьев В. С.
Р т у т ь			
II-6-17	П	Яшка	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
М ы ш ь я к			
I-4-2	ПМ	Верхнее течение руч. Скалистый	Инв. № 14258 Щербаков М. С.
III-6-41	ВГХО	Руч. Шалаш – р. Качелкуан	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
IV-6-7	ВГХО	Водораздел рек Бурхала – Лев. Натали	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
С у р ь м а			
I-6 -21	П	Хамамытское	Инв. № 13595 Додин И. Г.
I-4-11	ПМ	Верхнее течение руч. Попутный	Инв. № 14258 Щербаков М. С.
IV-6-19	ПМ	Верховья руч. Двойной	Инв. № 16063 Додин И. Г.
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы			
Н и о б и й			
V-6-81	П	Трубка	Инв. № 17834 Сагир А. В.
V-6-93	П	Воин	Инв. № 16131 Баланов А. Н.
V-6-96	П	Гек	Инв. № 16131 Баланов А. Н.
VI-6-4	П	Поворотное	Инв. № 17834 Сагир А. В.
V-6-17	ПМ	Правобережье руч. Варнак	Инв. № 17834 Сагир А. В.
V-6-65	ПМ	Руч. Розовый	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-2	ПМ	Водораздел ручьев Широкий и Ударник	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
VI-6-12	ПМ	Левый борт руч. Курунг	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-13	ПМ	Левый водораздел руч. Известковый	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-77	ШО	Верховья р. Лев. Сахара	Инв. № 20577 Горлова А. Л.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
Ниобий и редкие земли			
VI-6-20	П	Грач	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-16	ПМ	Правый борт руч. Вой	Инв. № 17834 Сагир А. В.
V-6-77	ШО	Верховья р. Лев. Сахара	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-67	ВГХО	Правые притоки р. Аллах-Юнь, в районе Усть-Ыныкчана	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
Редкие земли			
V-6-84	П	Батрак	Инв. № 17834 Сагир А. В.
VI-6-94	ШО	Долина левого притока р. Аллах-Юнь, руч. Горный	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
Благородные металлы			
Золото			
IV-6-64	РК/О	Россыпь руч. Светлый	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-37	РК	Россыпь руч. Хатын-Юрях (Хотун-Юрях)	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-48	РК/О	Россыпь руч. Селлях	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
V-6-68	РК/О	Россыпь руч. Баатыло	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
V-6-70	РК/О	Россыпь руч. Золотой	Инв. № 17834 Сагир А. В.
VI-6-1	РК/Э	Россыпь р. Аллах-Юнь	Инв. № 21769 Гурулев В. С. Паспорт ГКМ № 833 В 2007 г.
			Инв. № 21028 Сафонова Н. К.
			Инв. № 21730 Васильева Г. В.
VI-6-41	РК	Россыпь руч. Минор	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-50	РК	Россыпь руч. Коро	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-54	РК/О	Россыпь руч. Заря	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-64	РК/Э	Россыпь руч. Ыныкчан	Инв. № 20577 Горлова А. Л.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
VI-6-85	РК/О	Россыпь руч. Беска	Инв. № 17758 Андриянов Н. Г.
VI-6-95	РК/О	Россыпь руч. Бам	Инв. № 21911 Васильева Г. В.
VI-6-106	РК/О	Россыпь руч. Бриндакит	Инв. № 16981 Краснопольский
III-6-12	РС/О	Россыпь руч. Бол. Долгучан	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
IV-6-66	РС/Э	Россыпь руч. Сетанья	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
V-6-12	РС/О	Россыпь руч. Суордах	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-18	РС	Россыпь руч. Сред. Оночалах	Инв. № 20449 Николенко Е. П.
V-6-22	МС	Оночалах	Инв. № 16746 Кораблев Д. Н.
V-6-26	РС/О	Россыпь руч. Уот-Юрях	Инв. № 20577 Горлова А.Л.
V-6-30	РС/О	Россыпь Западный	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
V-6-50	РС/О	Россыпь руч. Хочулукан (Кочулюкан)	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
V-6-67	РС/О	Россыпь руч. Бахая	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
V-6-82	РС/О	Россыпь руч. Телкиндже с притоками Червонец, Солнечный	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-34	РС	Россыпь руч. Стрела (Верный)	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-36	РС	Россыпь ручьев Верный – Павел	Инв. № 20511 Кропачев А.П.
VI-6-51	РС/Э	Руч. Горелый с притоком Козерог	Инв. № 3101159 Петров Р. А.
VI-6-57	РС/О	Россыпь руч. Марь	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-73	РС/О	Россыпь руч. Томь	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
III-6-7	РМ	Россыпь р. Онелло	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
III-6-8	РМ/О	Россыпь Правобережная с притоком Спокойный	Инв. № 19658 Додин И. Г.
III-6-17	РМ	Россыпь руч. Таборный	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
III-6-20	РМ/О	Россыпь руч. Симбирь-Хяс	Инв. № 20511 Кропачев А. П.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
IV-6-10	PM/O	Россыпь руч. Лев. Натали	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
IV-6-57	PM	Россыпь руч. Ыт-Юрях	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
IV-6-68	PM/O	Россыпь руч. Межа (Кикнур)	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
IV-6-69	PM	Россыпь руч. Мастах	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-3	PM/O	Россыпь руч. Бурундук	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
V-6-5	PM/O	Россыпь руч. Ялан	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-6	PM/O	Россыпь руч. Чалбык	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-8	PM/O	Россыпь руч. Аринда	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-36	MM	Буларское	Инв. № 16746 Кораблев Д. Н.
V-6-38	MM	Хатынское (Хотунское)	Инв. № 16746 Кораблев Д. Н.
V-6-39	PM/O	Сетанья (верхнее течение)	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-59	PM/O	Россыпь руч. Арсенал	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
V-6-61	PM/O	Россыпь руч. Сухман	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-85	PM/O	Россыпь руч. Анакчан	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
V-6-91	PM/Э	Россыпь руч. Одинокый	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-95	PM/O	Россыпь руч. Силур	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-101	PM/O	Россыпь руч. Широкий	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-102	PM/O	Россыпь руч. Ниж. Сулаки	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-6	PM/O	Россыпь руч. Ударник	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-8	PM	Россыпь руч. Кулаха	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-14	PM/O	Россыпь руч. Курунг	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-21	PM/O	Россыпь руч. Таях	Инв. № 20511 Кропачев А. П.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
VI-6-104	ММ/О	Бриндакитское	Инв. № 16981 Краснопольский
III-6-9	РП	Россыпь руч. Тунный	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
III-6-10	П	Тунное	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
III-6-13	РП	Россыпь руч. Жёлтый	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
III-6-15	РП	Россыпь руч. Еловый	Инв. № 19934 Егорова Л. И.
III-6-16	П	Таборное	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
III-6-22	РП	Россыпь руч. Бурятия	Инв. № 19934 Егорова Л. И.
III-6-23	РП	Россыпь р. Тыры (палеодолина)	Инв. № 19934 Егорова Л. И.
III-6-24	РП	Россыпь руч. Натыга	Инв. № 19934 Егорова Л. И.
III-6-26	РП	Россыпь р. Тыры	Инв. № 19934 Егорова Л. И.
III-6-31	РП	Россыпь руч. Медвежий (Курунг-Юрях)	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
IV-6-8	П	Левонаталинское	Инв. № 16063 Додин И. Г.
IV-6-32	РП	Россыпь руч. Решающий	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
IV-6-41	РП	Россыпь руч. Ближний	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
IV-6-49	РП	Тайга	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
IV-6-50	РП	Россыпь руч. Мускель	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
IV-6-54	РП	Россыпь руч. Кукша	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
IV-6-59	РП	Россыпь р. Белая, долина ниже руч. Кикнур	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
IV-6-63	П	Сетанья	Инв. № 17834 Сагир А. В.
IV-6-65	П	Светлинское	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
V-6-7	П	Левый Мастах	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-11	РП	Вьючный	Инв. № 20577 Горлова А. Л.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
V-6-20	П	Средний Оночалах	Инв. № 16746 Кораблев Д. Н.
V-6-23	РП	Суордах	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-27	РП	Наш	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-29	П	Широкий	Инв. № 16746 Кораблев Д. Н.
V-6-56	П	Арсенал	Инв. № 16746 Кораблев Д. Н.
V-6-58	П	Хочулукан (Осеннее), жила Осенняя	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-71	РП	Россыпь руч. Лев. Сахара	Инв. № 17834 Сагир А. В.
V-6-73	П	Бахая	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-74	П	Золотой	Инв. № 3101983 Серебряков В. Г.
V-6-83	П	Татьянино	Инв. № 16746 Кораблев Д. Н.
V-6-99	РП	Средний Сулаки	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-5-15	П	Левый борт р. Хамна	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
VI-6-19	РП	Россыпь руч. Менджель (нижнее течение)	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
VI-6-25	П	Верховье руч. Звезда	Инв. № 16981 Краснопольский
VI-6-27	П	Верховье руч. Грубый	Инв. № 16981 Краснопольский
VI-6-32	П	Звездочка	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-35	П	Ягодка	Инв. № 16981 Краснопольский
VI-6-44	П	Правый борт руч. Бас	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-47	П	Истоки руч. Коро	Инв. № 16981 Краснопольский
VI-6-49	П	Правый склон руч. Коро	Инв. № 16981 Краснопольский
VI-6-53	РП	Васин	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-58	РП	Таборная	Инв. № 20577 Горлова А. Л.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
VI-6-59	П	Маринское	Инв. № 16981 Краснопольский
VI-6-65	П	Правый борт руч. Ыныкчан	Инв. № 16981 Краснопольский
VI-6-72	П	Правый борт руч. Шум	Инв. № 16981 Краснопольский
VI-6-79	П	Зоринское	Инв. № 16981 Краснопольский
VI-6-82	РП	Россыпь руч. Бам	Инв. № 17758 Андриянов Н. Г.
VI-6-86	РП	Россыпь Усть-Бескинская	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
VI-6-87	П	Водораздел ручьев Маркшейдерский и Кварцевый, жилы 152, 153	Инв. № 16981 Краснопольский
VI-6-88	РП	Россыпь Аканджинская	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
VI-6-96	П	Жила 141/4	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-97	П	Бамское	Инв. № 16981 Краснопольский
VI-6-98	П	Устье Бриндакита	Инв. № 16981 Краснопольский
VI-6-99	П	Жила 118	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-102	П	Жила Последняя	Инв. № 16981 Краснопольский
VI-6-103	РП	Бургунда	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
I-4-6	ПМ	Приустьевая часть руч. Длинный	Инв. № 14258 Щербаков М. С.
I-4-9	ПМ	Истоки руч. Ветвистый	Инв. № 14258 Щербаков М. С.
I-4-13	ПМ	Руч. Галенит, устьевая часть	Инв. № 14258 Щербаков М. С.
I-5-2	ПМ	Левый борт руч. Прав. Хохсолох	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-5-3	ПМ	Руч. Лев. Хохсолох, среднее течение	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-5-5	ПМ	Руч. Джигдагыганья	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-5-6	ПМ	Среднее течение руч. Ольчан	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-5-8	ПМ	Руч. Известковый	Инв. № 13515 Горбунов А. И.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
I-5-18	ПМ	Правобережье р. Томпо	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-5-23	ПМ	В 400 м ниже устья руч. Хатын	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-6-1	ПМ	Левобережье в верховьях руч. Экачан	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-6-14	ПМ	Верховья руч. Тыярчан	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-6-20	ПМ	В 300 м устья р. Злодей	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
II-6-21	ПМ	Река Первый	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-25	ПМ	Истоки руч. Атыр-Баса	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-30	ПМ	Река Коханын	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-51	ПМ	Руч. Тёмный	Инв. № 18445 Зубков Ю. А.
II-6-54	ПМ	Руч. Колено	Инв. № 18445 Зубков Ю. А.
II-6-62	ПМ	Правый борт руч. Быстрый	Инв. № 18445 Зубков Ю. А.
II-6-63	ПМ	Руч. Голубой	Инв. № 18445 Зубков Ю. А.
II-6-68	ПМ	Правый борт руч. Кемюс-Юрях	Инв. № 18445 Зубков Ю. А.
III-6-3	ПМ	Левобережье в среднем течении руч. Конуга	Инв. № 18445 Зубков Ю. А.
III-6-18	ПМ	Водораздел ручьев Горелый – Сим-бирь-Хяс	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
III-6-19	ПМ	Правый борт руч. Сандо	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
III-6-25	ПМ	Правый борт в среднем течении руч. Натыга	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
III-6-29	ПМ	Правый борт р. Тыры	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
III-6-30	ПМ	Руч. Канавщик	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
III-6-35	ПМ	Левый борт р. Наталья, в 14 км от устья	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
III-6-40	ПМ	Руч. Прав. Натали	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
III-6-42	ПМ	Левый борт руч. Лев. Натали, в 2,5 км от устья	Инв. № 20511 Кропачев А. П.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
IV-6-1	ПМ	Правобережье руч. Лев. Натали	Инв. № 16132 Зубков Ю. А.
IV-6-11	ПМ	Водораздел руч. Сэбирдэх и Сюрбэ	Инв. № 16063 Додин И. Г.
IV-6-14	ПМ	Водораздел в истоках ручьев Угловой – Ледовый	Инв. № 16887 Ефимов В. В.
IV-6-16	ПМ	Правобережье в ниж. теч. руч. Летун	Инв. № 16063 Додин И. Г.
IV-6-21	ПМ	Левый водораздел в истоках руч. Мутула	Инв. № 16887 Ефимов В. В.
IV-6-22	ПМ	Левобережье руч. Бурхала	Инв. № 16063 Додин И. Г.
IV-6-29	ПМ	Правобережье руч. Кукушкин	Инв. № 16063 Додин И. Г.
IV-6-37	ПМ	Правобережье руч. Бурхала	Инв. № 16063 Додин И. Г.
IV-6-55	ПМ	Левый борт р. Белая, в 1 км ниже устья руч. Оляха	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
IV-6-56	ПМ	Русло руч. Сетанья, в 800 м выше устья	Инв. № 17834 Сагир А. В.
IV-6-61	ПМ	Водораздел ручьев Светлый и Ясный	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
IV-6-62	ПМ	Левобережье руч. Чалбык	Инв. № 17834 Сагир А. В.
V-5-6	ПМ	Верховья руч. Дьороноу	Инв. № 16131 Баланов А. Н.
V-6-9	ПМ	Водораздел руч. Чалбык – Лев. Оночолх	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-10	ПМ	Левый водораздел руч. Лев. Оночалах	Инв. № 16746 Кораблев Д. Н.
V-6-19	ПМ	Водораздел ручьев Оночалах и Сред. Оночалах	Инв. № 16746 Кораблев Д. Н.
V-6-31	ПМ	Левобережье руч. Сетанья	Инв. № 16746 Кораблев Д. Н.
V-6-35	ПМ	Левый борт руч. Прав. Суордах	Инв. № 17834 Сагир А. В.
V-6-41	ПМ	Правый водораздел в истоках руч. Широкий	Инв. № 16746 Кораблев Д. Н.
V-6-46	ПМ	Правый борт руч. Прав. Суордах	Инв. № 17834 Сагир А. В.
V-6-51	ПМ	Правобережье руч. Горелый	Инв. № 16746 Кораблев Д. Н.
V-6-52	ПМ	Руч. Дятлов	Инв. № 16746 Кораблев Д. Н.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
V-6-53	ПМ	Водораздел ручьев Им и Хариузный	Инв. № 17834 Сагир А. В.
V-6-54	ПМ	Руч. Дятлов, устье	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-57	ПМ	Водораздел ручьев Лунный и Вольный	Инв. № 16746 Кораблев Д. Н.
V-6-63	ПМ	Руч. Бахая	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-66	ПМ	Левобережье руч. Беспризорный	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
V-6-69	ПМ	Правый борт руч. Обманчивый	Инв. № 17834 Сагир А. В.
V-6-72	ПМ	Водораздел ручьев Золотой и Лев. Сахара	Инв. № 17834 Сагир А. В.
V-6-75	ПМ	Левобережье руч. Розовый	Инв. № 3101983 Серебряков В. Г.
V-6-78	ПМ	Правый борт в нижнем течении руч. Лесной	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-79	ПМ	Левый водораздел руч. Червонец	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-86	ПМ	Верхнее течение руч. Телкиндже	Инв. № 3101983 Серебряков В. Г.
V-6-89	ПМ	Левый борт в верх. теч. руч. Жаркий	Инв. № 17834 Сагир А. В.
V-6-92	ПМ	Лев. борт руч. Силур	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-97	ПМ	Руч. Ким, верховья	Инв. № 16131 Баланов А. Н.
V-6-98	ПМ	Руч. Голодный	Инв. № 16131 Баланов А. Н.
VI-6-7	ПМ	Русло руч. Кулаха	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-22	ПМ	Левый берег руч. Телкиндже	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
VI-6-24	ПМ	Руч. Лось	Инв. № 6805 Латников Ф. У.
VI-6-26	ПМ	Левый берег руч. Прав. Коро	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-39	ПМ	Верховье руч. Стрела	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-40	ПМ	Верховье руч. Ягодка	Инв. № 16981 Краснопольский
VI-6-45	ПМ	Верховье руч. Глубокий	Инв. № 20577 Горлова А. Л.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
VI-6-52	ПМ	Верховье руч. Васин	Инв. № 16981 Краснопольский
VI-6-56	ПМ	Водораздел ручьев Град и Голубой	Инв. № 21730 Васильева Г. В.
VI-6-61	ПМ	Левый борт руч. Бам	Инв. № 20886 Захаров Е. Е.
VI-6-68	ПМ	Правый борт руч. Ыныкчан (водораздел с руч. Сомнительный)	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-69	ПМ	Водораздел ручьев Доя и Наш	Инв. № 16981 Краснопольский
VI-6-75	ПМ	Правый борт руч. Жёлтый	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
VI-6-78	ПМ	Водораздел ручьев Хап и Беска	Инв. № 20886 Захаров Е. Е.
VI-6-80	ПМ	Левый водораздел руч. Новый	Инв. № 17758 Андриянов Н. Г.
VI-6-84	ПМ	Водораздел ручьев Гарь и Ягодный	Инв. № 17758 Андриянов Н. Г.
VI-6-89	ПМ	Водораздел ручьев Маркшейдерский и Комсомольский	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
VI-6-90	ПМ	Водораздел руч. Сомнительный	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
VI-6-92	ПМ	Руч. Бам	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
VI-6-100	ПМ	Правобережье руч. Спиральный	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
I-1-2	ШП	Река Байбакан	Инв. № 15306 Камалетдинов В. А.
I-4-3	ШО	Правые притоки р. Томпо, ниже пос. Томпо	Инв. № 14258 Щербаков М. С.
I-4-10	ШО	Правые притоки р. Томпо	Инв. № 14258 Щербаков М. С.
I-5-9	ШО	Низовья руч. Уолчан	Изд. 200 Ковалев Л. Н.
I-5-14	ШО	Долина р. Томпо	Изд. 200 Ковалев Л. Н.
I-6-5	ШО	Руч. Эмтыкания, правый приток р. Менкула	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
II-6-1	ШО	Левобережье р. Куранах	Изд. 200 Старников А. И.
II-6-5	ШО	Устьевые части двух левых притоков р. Куранах	Изд. 200 Старников А. И.
II-6-8	ШО	Среднее течение р. Куранах, устье р. Олений	Изд. 200 Старников А. И.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
II-6-15	ШО	Верховья р. Улах	Изд. 200 Старников А. И.
II-6-23	ШО	Среднее течение руч. Сегенях	Изд. 200 Старников А. И.
II-6-47	ШО	Верховья р. Саккырыр	Изд. 200 Старников А. И.
IV-6-25	ШО	Левобережье р. Муол	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
IV-6-42	ШО	Бассейн руч. Светлый	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
З о л о т о , с у р ь м а			
I-5-4	П	Хохсолох	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
С е р е б р о			
II-6-36	ПМ	Устьевая часть руч. Глухой	Инв. № 12715 Соболев А. Е.
IV-6-26	ПМ	Левый борт руч. Неуд	Инв. № 16063 Додин И. Г.
IV-6-28	ПМ	Правобережье нижнего течения руч. Беляк	Инв. № 16063 Додин И. Г.
VI-6-63	ПМ	Верховья руч. Чагда	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
IV-6-15	ВГХО	Руч. Левый–руч. Двойной	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
Радиоактивные элементы			
У р а н			
IV-6-4	ПМ	Руч. Сытыган	Инв. № 13945 Старников А. И.
IV-6-17	ПМ	Правый водораздел в верхнем теч. руч. Мутула	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
Т о р и й			
V-6-88	РА	Левые притоки р. Сахара – ручьи Воин и Гек	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-90	ПМ	Водораздел ручьев Герой и Трус	Инв. № 16131 Баланов А. Н.
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Оптические материалы			
Кварц оптический и пьезоэлектрический			
I-2-1	ПМ	Левобережье руч. Тюнчекчан в приустьевой части	Инв. № 6350 Натапов Л. М.
I-2-3	ПМ	Левобережье руч. Бютей-Юрях	Инв. № 6350 Натапов Л. М.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
I-3-1	ПМ	Междуречье Илин-Делинне и Дюэрюнне	Инв. № 6947 Уфлянд А. К.
I-3-2	ПМ	Правый водораздел руч. Берендже	Инв. № 6947 Уфлянд А. К.
I-3-3	ПМ	Правый борт руч. Берендже, в 12 км от устья	Инв. № 6947 Уфлянд А. К.
I-3-4	ПМ	Правобережье р. Илин-Делинне	Инв. № 6947 Уфлянд А. К.
I-3-5	ПМ	Левый водораздел р. Илин-Делинне	Инв. № 6947 Уфлянд А. К.
I-3-6	ПМ	Левый борт руч. Нелбичиген	Инв. № 6947 Уфлянд А. К.
Химическое сырье			
Ф л ю о р и т			
II-6-3	ПМ	Водораздел рек Паук – Чугучан	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-7	П	Якское	Старников А. И., 1998
II-6-24	П	Сегеняхское	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
III-6-36	ПМ	Руч. Имта	Инв. № 20511 Кропачев А. П.
V-6-15	П	Дугинское	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
Б а р и т			
I-5-12	П	Истоки руч. Сомнение	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
IV-6-47	П	Трехгорка	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-16	П	Мастахское	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
V-6-24	ВГХО	Верховья Прав. Чухоноя	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
Б о р а т ы и б о р о с и л и к а т ы			
I-6-8	ПМ	Левый борт долины р. Менкюле-1	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
I-6-10	ПМ	Левый борт долины р. Менкюле-2	Инв. № 13515 Горбунов А. И.
Минеральные удобрения			
Ф о с ф о р и т			
II-6-41	П	Придорожное	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
III-6-43	П	Эльганьинское	Инв. № 20511 Кропачев А. П.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
IV-6-5	П	Водораздел Выстрел – Вит	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
IV-6-13	П	Правосуджинское	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
IV-4-1	ПМ	Руч. Киндили	Инв. № 14316 Прокопьев В. С
IV-5-9	ПМ	Правобережье р. Белая, напротив руч. Улахан-Кюрбелях	Инв. № 12326 Мехоношин В. Ф
V-4-8	ПМ	Левобережье руч. Дьюнэкээн	Инв. № 16131 Баланов А. Н.
V-4-9	ПМ	Правый борт руч. Эселях	Инв. № 14316 Прокопьев В. С.
V-5-2	ПМ	Верховье руч. Дьукээт	Инв. № 13946 Мехоношин В. Ф.
V-5-12	ПМ	84 км а/д Эльдикан – Югоренок	Инв. № 16131 Баланов А. Н.
Подолочные камни			
IV-6-43	П	Лесное	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
IV-6-44	П	Саларское	Инв. № 20577 Горлова А. Л.
Строительные материалы			
Карбонатные породы			
Мрамор			
II-6-40	ММ не учит. ГБЗ	Малая Росомаха	Инв. № 18354 Мехоношин В. Ф.
II-6-37	П	Томпурукское	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
VI-6-30	П	Снежинка	Инв. № 18354 Мехоношин В. Ф.
Известняк			
V-5-13	ММ	Эльдиканское	Инв. № 17396 Борисов Н. С.
Доломит			
IV-4-4	МС	Белореченское	Инв. № 7594 Латников Ф. У.
VI-6-37	ММ	Гора Известковая	Инв. № 6805 Латников Ф. У.
Глинистые породы			
Глины кирпичные, черепичные и гончарные			
III-4-8	МС	Кумак-Булунгское	Инв. № 14958 Гриненко В. С.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
III-4-15	МС	Джебарики-Хая	Инв. № 4487 Филиппова И. А.
III-4-4	ММ	Трассовое	Инв. № 11343 Бирюков В. Г.
Глины керамзитовые			
III-1-2	ММ	Чурапчинское	Инв. № 9826 Борисов Н. С.
VI-6-23	ММ	Курунг	Инв. № 6805 Латников Ф. У.
Глины для дорожных работ			
V-1-7	ММ	Карьер № 2 (16,6 км) а/д Амга–Усть-Мая	Инв. № 21011 Николаева Л. М.
V-1-8	ММ	Карьер № 1 (13,5 км) а/д Амга–Усть-Мая	Инв. № 21011 Николаева Л. М.
VI-3-6	ММ/Э	25 км а/д Усть-Мая–Амга	Инв. № 20886 Захаров Е.Е.
Обломочные породы			
Песчано-гравийный материал			
III-2-4	МС/Э	Таттинское	Инв. № 15753 Платонов С. С.
III-4-6	МС	20 км трассы Хандыга – Магадан	Инв. № 7594 Латников Ф. У.
IV-2-8	МС/Э	Август	Инв. № 17304 Дарамаев А. А.
II-6-33	ММ	Тый-Сынага	Инв. № 22197 Николаева Л. М.
II-6-34	ММ	Атыр-Баса	Инв. № 22197 Николаева Л. М.
II-6-46	ММ	Томпорокский перевал	Инв. № 22197 Николаева Л. М.
III-2-6	ММ/Э	Буочагай	Инв. № 21840 Тихонов Е. П.
IV-2-12	ММ/Э	Кыыс-Мыраан	Лицензия ГКГ00984ГЭ 2015 г.
IV-2-13	ММ/Э	Кыстык-Кугда	Инв. № 22624 Филлипова Е. А.
V-1-6	ММ	Остров Бороску (Кыбахы)	Инв. № 21100 Николаева Л. М.
V-1-9	ММ	Остров Тербес-Ары (Участок № 1)	Инв. № 21100 Николаева Л. М.
V-2-1	ММ/Э	ПГСМ № 1 (255 км а/д «Амга» (Тённо))	Инв. № 21100 Николаева Л. М.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
V-4-12	ММ/О	3 км а/д Эльдикан – Югоренок	Инв. № 20886 Захаров Е. Е.
V-4-13	ММ/О	19 км а/д Эльдикан – Югоренок	Инв. № 20886 Захаров Е. Е.
V-4-14	ММ/О	13 км а/д Эльдикан – Югоренок	Инв. № 20886 Захаров Е. Е.
V-5-11	ММ/Э	84 км а/д Эльдикан – Югоренок	Инв. № 20886 Захаров Е. Е.
V-5-17	ММ/Э	122 км а/д Эльдикан – Югоренок	Инв. № 20886 Захаров Е. Е.
V-6-103	ММ/О	148 км а/д Эльдикан – Югоренок	Инв. № 20886 Захаров Е. Е.
VI-3-7	ММ/Э	Остров Иван-Арыы, русло р. Алдан	Инв. № 20886 Захаров Е. Е.
VI-3-9	ММ/Э	Остров Песчаный, русло р. Алдан	Инв. № 20886 Захаров Е. Е.
VI-6-33	ММ/Э	173 км а/д Эльдикан – Югоренок	Инв. № 20886 Захаров Е. Е.
VI-6-60	ММ/О	202 км а/д Эльдикан – Югоренок	Инв. № 20886 Захаров Е. Е.
VI-6-77	ММ/О	218 км а/д Эльдикан – Югоренок	Инв. № 20886 Захаров Е. Е.
III-2-5	ММ не учит. ГБЗ/Э	Буоча	Инв. № 21693 Тихонов Е. П.
IV-1-9	ММ не учит. ГБЗ/Э	Тибижиттэ	Инв. № 2813 Кочетов М. И.
IV-2-2	ММ не учит. ГБЗ/Э	Дайа – Амгата	Инв. № 21693 Тихонов Е. П.
V-1-2	ММ не учит. ГБЗ/Э	Дьям	Инв. № 21630 Тихонов Е. П.
II-1-2	П	Чункулахское	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
II-1-3	П	Алдан	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
II-2-5	П	Хара-Ары	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
II-2-6	П	Белегес	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
II-3-3	П	Томпо-3	Инв. № 22280 Колтина Е. Ю.
II-4-8	П/Э	Право-Алданское	Инв. № 21934 Колтина Е. Ю.
II-6-42	П	555 км а/д «Колыма»	Инв. № 20900 Соловьев В. Н.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
II-6-55	П	Участок Черемуховое	Инв. № 22197 Николаева Л. М.
III-3-1	П	Томпо-1	Инв. № 22280 Колтина Е. Ю.
III-3-2	П	Томпо-2	Инв. № 22280 Колтина Е. Ю.
III-3-7	П	14 км автодороги «Харбалах – Ытык-Кюель»	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
III-3-9	П	Чабара	Инв. № 21693 Тихонов Е. П.
III-3-11	П	Ынырыылаах	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
III-3-12	П	Дорожное Татта	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
III-3-14	П	Конуку	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
III-3-17	П	Харбалахское	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
III-3-19	П	Хоойунга	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
III-3-22	П	Чээлэй	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
III-4-1	П	Левый берег р. Алдан, 455 км от устья	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
III-4-5	П	Участок Гравийный	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
IV-1-1	П	Участок водораздельной части рек Амга и Татта	Лицензия ГКГ00914ГП
IV-2-3	П	Безымянный	Инв. № 21693 Тихонов Е. П.
IV-2-4	П	Туоллуга	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
IV-2-5	П	Чокурдах	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
IV-2-6	П	Туоллума-2	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
IV-2-7	П	Туоллума-1	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
IV-2-9	П	Туоллума	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
IV-2-14	П	Миндээйи	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
V-1-1	П	Остров Ксенофонт-Арыта (Силэпэн-Арыта)	Инв. № 21029

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
V-1-4	П	Хотуя	Инв. № 21630 Тихонов Е. П.
V-2-2	П	ПГСМ № 5 на 286 км а/д «Амга»	Инв. № 21100 Николаева Л. М.
V-2-3	П	ПГСМ № 1 (289 км а/д «Амга»)	Инв. № 22624 Филлипова Е. А.
V-2-4	П	ПГСМ № 2 (291 км а/д «Амга»)	Николаев А. Н. Пакет ГЭМ
V-4-11	П	Русловой карьер на р. Алдан (в районе с. Кюпцы)	Инв. № 22624 Филлипова Е. А.
Песок строительный			
VI-3-8	ММ/Э	5 км а/д Усть-Мая–Амга	Инв. № 20886 Захаров Е. Е.
V-1-3	ММ не учит. ГБЗ	Денку-Быкыта	Инв. № 21630 Тихонов Е. П.
II-1-6	П	Мыран	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
II-2-7	П	Соболох	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
II-2-13	П	Усть-Таттинское	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
III-3-15	П	Усть-Кыннылыкинское	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
III-3-18	П	Чымнайи	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
III-3-21	П	Ямнаахское	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
III-4-9	П	Участок № 1 (песок)	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
IV-1-2	П	Диринг	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
IV-1-3	П	Туой	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
IV-1-5	П	Хонду	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
IV-2-10	П	Хахыйахское	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
IV-2-11	П	Остров Менкюда	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
VI-3-10	П	Буор-Хая	Инв. № 21500
Песчаник			
III-3-10	ММ/Э	Харба	Инв. № 21693 Тихонов Е. П.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
IV-2-1	ММ не учит. ГБЗ/Э	Славянское	Инв. № 21693 Тихонов Е. П.
II-6-50	П	Томпороукское	Изд. 200 Старников А. И.
IV-1-4	П	Верхняя Дайага	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
IV-1-6	П	Дайага	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
IV-1-7	П	Тюей	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
IV-1-8	П	Бэрэ	Инв. № 19698 Николаев В. Т.
Прочие ископаемые			
Г и п с , а н г и д р и т			
II-6-38	МС не учит. ГБЗ	Малая Росомаха	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-12	П	Истоки руч. Олений	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-13	П	Истоки руч. Яшка	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-14	П	Левобережье р. Куранах	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-29	П	Большая Росомаха	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
II-6-31	П	Река Сегенях, в приустьевой части р. Медвежий	Инв. № 17257 Хамантов В. И.
Г л и н ы б у р о в ы е			
III-2-2	П	Сосолахское	Инв. № 1318 Кочетов М. И.
III-2-3	П	Чабыдинское	Инв. № 1318 Кочетов М. И.
С а п р о п е л ь			
II-1-1	П	Соболох	Инв. № 17680 Гриневич Л. Е.
II-1-4	П	Багади	Инв. № 17680 Гриневич Л. Е.
II-1-5	П	Магыат-Эбете	Инв. № 17680 Гриневич Л. Е.
II-2-3	П	Тенг-Кюёль	Инв. № 17477 Гриневич Л. Е.
II-2-4	П	Кырымда	Инв. № 17477 Гриневич Л. Е.

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
II-2-8	П	Дюгюне	Инв. № 17477 Гриневич Л. Е.
III-2-1	П	Симон-Кюэль	Инв. № 17477 Гриневич Л. Е.
Б и т у м			
I-2-13	Пр	Нижнеалданская скважина	Новицкий, 1965
II-2-10	Пр	Ивановская скважина	Инв. № 15904 Баташанова Л. В.
II-4-4	Пр	Левый берег р. Томпурок, скв. 3	Обухов В. В., 1962
II-4-6	Пр	Томпурокское-1	Обухов В. В., 1963
III-3-20	Пр	Хочомская скважина	Инв. № 16334 Ларионов Ю. Н. 1986
VI-3-3	Пр	Мокуйская скважина	Калюжина, 1986, Дьяконова, 2006
VI-5-11	Пр	Усть-Майская скважина	Мурашова, 2014
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ			
Питьевые			
П р е с н ы е			
II-3-2	ММ/Э	Участок Крест-Хальджай, скважины 12, 13	Инв. № 21095 Бабкин В. Ю.
III-1-3	ММ/Э	Буординское МППВ, скважины 2 и 6	Инв. № 21935 Бабкина З. А.
III-4-2	ММ/Э	Хандыга, скважины № 2, 3	Инв. № 21095 Бабкин Ю. В.
VI-3-11	ММ/Э	Усть-Майское МППВ, скважины № 1, 2, 3, 4	Инв. № 21254 Фокина Т. К.

Принятые сокращения. Коренные месторождения: МК – крупные, МС – средние, ММ – малые; россыпные месторождения: РК – крупные, РС – средние, РМ – малые. Промышленная освоенность месторождений: Э – эксплуатируемые, О – отработанные; П – коренные проявления, РП – россыпные проявления, ПМ – пункты минерализации, ШО – шлиховые ореолы, ШП – шлиховые потоки, ВГХО – вторичные геохимические ореолы, РА – радиоактивные аномалии, ГА – геофизические аномалии, Пр – признаки.

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений*

Индекс объекта прогнози- руемого, номер клетки	Название, ранг	Вид полезного ископаемо- го	Площадь (S), км ²	Запасы, тыс. т (м ³); для Au – т; для угля – млн т					Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктив- ность (запасы + ресурсы/S)	
				A	B	C ₁	C ₂	C ₂ заб	P ₁	P ₂	P ₃			
Сетте-Дабанская золото-редкометалльно-редкоземельно-меднорудная минерагеническая зона (2 Cu,TR,Nb,Au/V-C1)														
Менкюленский прогнозируемый гипсоносный баритово-меднорудный район (2.1 Cu,ba,g)														
2.1.1	Джалканский про- гнозируемый медно- рудный узел	Cu	374,5						401	323	594,5	1368,5	3,65	
I-5-15	Джалкан	Cu								136				
I-5-20	Придорожное	Cu								16				
I-5-21	Последнее	Cu							96					
I-5-22	Курпанджинское	Cu							305	171				
I-6-6	Кубулунья**	Cu								24	50	74		
	ВСЕГО											798		
Восточно-Сеттедабанская прогнозируемая золото-мышьяк-сурьмяно-медная рудоносная зона (2.2 Cu,Sb,As,Au)														
2.2.1	Сендученская про- гнозируемая золото- мышьяк-сурьмяная рудная зона		7											
I-6-21	Хамамытское	Sb								3,3*				

Индекс объекта прогнози- руемого, номер клетки	Название, ранг	Вид полезного ископаемо- го	Площадь (S), км ²	Запасы, тыс. т (м³); для Au – т; для угля – млн т					Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктив- ность (запасы + ресурсы/S)
				A	B	C ₁	C ₂	C ₂ заб	P ₁	P ₂	P ₃		
II-6-39	Росомаха	Cu	419							9,3	180	189,3	
		Ag							96,3*	50*	146,3		
		Au к.							0,5*		0,5		
II-6-17	Яшка	Sb							0,18*		0,18		
		Hg							0,003*		0,003		
II-6-29	Бол. Росомаха	g							12*		12		
II-6-38	Мал. Росомаха	g		6,2*					4,23*		10,43		
Вне районов													
2.0.1	Тыры-Онеллинский прогнозируемый золоторудно- россыпной узел	Au к.	1432,6								90	90	0,062
		Au р.				0,048	0,099		0,015	1,596		1,758	0,002
III-6-7	Река Онелло	Au р.				0,025							
III-6-8	Правобережная	Au р.			0,032								
III-6-9	Руч. Тунный	Au р.						0,015					
III-6-12	Руч. Бол. Долгучан	Au р.			0,016	0,074							
III-6-15	Руч. Еловый	Au р.							0,024				
III-6-20	Руч. Симбирь-Хяс	Au р.							0,091				
III-6-22	Руч. Бурятия	Au р.							0,151				
III-6-23	Река Тыры (палеодолина)	Au р.							0,34				

Индекс объекта прогнозируемого, номер клетки	Название, ранг	Вид полезного ископаемого	Площадь (S), км ²	Запасы, тыс. т (м ³); для Au – т; для угля – млн т					Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы/S)
				A	B	C ₁	C ₂	C ₂ заб	P ₁	P ₂	P ₃		
III-6-24	Руч. Натыга	Au p.								0,22			
III-6-26	Река Тыры, террасы	Au p.								0,5			
III-6-31	Руч. Медвежий	Au p.								0,27			
2.0.2 Au	<i>Бурхалинская прогнозируемая золотородно-россыпная зона</i>	Au к.	405,3							10		10	0,025
		Au p.				0,039	0,029					0,068	0,001
IV-6-8	Левонаталинское	Au к.								10*			
IV-6-10	Руч. Лев. Натали	Au p.					0,006						
IV-6-32	Руч. Решающий	Au p.					0,023*						
IV-6-41	Руч. Ближний	Au p.				0,039*							
2.0.3	<i>Хандинский прогнозируемый золотородно-россыпной узел</i>	Au к.	516,6							17,4		17,4	0,034
		Au p.				0,077	0,087			0,98		1,144	0,002
IV-6-57	Руч. Ыт-Юрях	Au p.					0,03*						
IV-6-59	Река Белая	Au p.								0,49			
IV-6-63	Сетанья	Au к.								17,4*			
IV-6-66	Руч. Сетанья	Au p.				0,053							
IV-6-68	Руч. Межа	Au p.				0,0245*							
V-6-5	Руч. Ялан	Au p.								0,03*			
V-6-12	Руч. Суордах (палеодолина)	Au p.								0,46			
IV-6-69	Руч. Мастах**	Au p.					0,057*						

Индекс объекта прогнози- руемого, номер клетки	Название, ранг	Вид полезного ископасмо- го	Площадь (S), км ²	Запасы, тыс. т (м ³); для Au – т; для угля – млн т					Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктив- ность (запасы + ресурсы/S)
				A	B	C ₁	C ₂	C ₂ заб	P ₁	P ₂	P ₃		
2.0.4	<i>Лединская прогнозируемая ниобий- редкоземельная рудная зона</i>	Nb ₂ O ₅	327,9				105,46		101,1	341,4	359,03	907,0	2,76
		TR ₂ O ₅								1242,5	455,78	1698,28	
		Ta ₂ O ₅							1,224	0,8	1,73	3,754	0,012
		P ₂ O ₅								4,145	0,274	4,419	
		U ₂ O ₅										0,08	
		Au к.									5,78*	5,78	
		Cu										18,92	
VI-6-4	Поворотное	Nb ₂ O ₅					105,46		55,68	268,27			
		Ta ₂ O ₅							0,874	0,41	1,73		
		P ₂ O ₅								3,8*			
VI-6-20	Грач	Nb ₂ O ₅							45,4	31,7			
		Ta ₂ O ₅							0,35	0,39			
		TR ₂ O ₅								575			
V-6-81	Трубка	Nb ₂ O ₅								15			
V-6-84	Батрак	TR ₂ O ₅								667,5			
V-6-93	Воин	Nb ₂ O ₅								4			
		U ₂ O ₅									0,08*		
V-6-96	Гек	Nb ₂ O ₅								22,49			
		P ₂ O ₅								0,345*			
V-6-104	Метеор	Cu								18,92*		18,923	

Индекс объекта прогнози- руемого, номер клетки	Название, ранг	Вид полезного ископаемо- го	Площадь (S), км ²	Запасы, тыс. т (м ³); для Au – т; для угля – млн т					Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктив- ность (запасы + ресурсы/S)
				A	B	C ₁	C ₂	C ₂ заб	P ₁	P ₂	P ₃		
Вне узлов													
II-6-49	Некчегун	Pb,Zn							0,306*			0,306	
II-6-65	Пихол	Cu								0,318*		0,318	
		Pb								0,516*		0,516	
		Zn								0,120*		0,120	
		Sb								0,233*		0,233	
		Hg								0,006*		0,006	
		Ag								0,96*		0,96	
Кыллахская редкоземельно-редкометалльно-полиметаллическая минерагеническая зона (3 Pb,Zn,Ge,Nb,TR/RF ₃ -C ₃)													
Горностахский прогнозируемый полиметаллически-барит-железо-золоторудный район (3.1 Au,Fe,Ba,Pb,Zn)													
3.1.1	Светлинский золоторудно- россыпной узел	Au к.	127,4						2,9	0,5	18,8	29,2	0,23
		Au р.				0,047	0,092			0,24		0,38	0,003
		ba								0,181		0,002	
IV-6-47	Трехгорка	ba								0,002*		0,002	
IV-6-50	Руч. Мускель	Au р.				0,047							
IV-6-65	Светлинское	Au к.							2,9	0,5	7		
IV-6-64	Руч. Светлый	Au р.					0,035			0,24*			
IV-6-69	Руч. Мастах	Au р.					0,057*						
V-6-16	Мастахское**	ba								0,179		0,179	
V-6-15	Дугинское**	fl								4		4	

Индекс объекта прогнози- руемого, номер клетки	Название, ранг	Вид полезного ископаемо- го	Площадь (S), км ²	Запасы, тыс. т (м³); для Au – т; для угля – млн т					Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктив- ность (запасы + ресурсы/S)
				A	B	C ₁	C ₂	C ₂ заб	P ₁	P ₂	P ₃		
Вне района													
3.0.2	Курунгский (Сардан- ский) полиметалли- ческий рудный узел	Pb	275,1				592,2		353,1	1194,2		2139,5	7,77
		Zn					1926,4		557,4	3496		5979,8	21,738
		Pb,Zn							43			43	
		Cd							5,95	2,06		11,65	
		Ge							1,43	0,3		1,73	
		Ag							679	400		1079	
VI-5-19	Сардана	Zn				1926,4		164,4	2091				
		Pb				592,2		95,3	688				
		Ge						1,43					
		Cd						9,59					
		Ag						679					
	Сарданское р.п.	Zn						393	1405				
		Pb						135	422				
		Pb,Zn						43					
VI-5-13	Перевальное	Zn							590				
		Pb							250				
		Ag							400				
		Ge							0,3				
		Cd							2,06				

Индекс объекта прогнози- руемого, номер клетки	Название, ранг	Вид полезного ископаемо- го	Площадь (S), км ²	Запасы, тыс. т (м³); для Au – т; для угля – млн т					Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктив- ность (запасы + ресурсы/S)
				A	B	C ₁	C ₂	C ₂ заб	P ₁	P ₂	P ₃		
3.0.1	Кочелкуанская про- гнозируемая ванадий- фосфоритоносная рудная зона	Ф	104,7							1,5	12,5*	14,0	
		V								0,5*	0,5		
IV-6-13	Правосуджинское	Ф								1,5*			
V-4-5	Кюбюндэ	Pb,Zn							37*			37	
V-5-9	Джанкы	Pb								34,073*		34,073	
		Zn								34,094*		34,094	
Менкюленская сурьяно-золоторудная минерагеническая зона (4 Au,Sb/C ₂ -T)													
4.0.1	Хохсолохский про- гнозируемый сурь- мяно-золоторудный узел	Au к.	155,9							10		10	
		Sb								15		15	
I-5-4	Хохсолох	Au к.								10			
		Sb								15			
Аллах-Юньская золоторудная минерагеническая зона (5 Au/C-P) Аллахско-Халыинский золоторудный район (5.1 Au)													
5.1.1	Селяхско- ХотунскийЗоло- рудный узел	Au к.	337,5			5,508	4,064		11,8	31,97	4,714	58,062	0,17
		Au р.				1,681	0,169	0,325	0,178	0,311		2,664	

Индекс объекта прогнози- руемого, номер клетки	Название, ранг	Вид полезного ископаемо- го	Площадь (S), км ²	Запасы, тыс. т (м ³); для Au – т; для угля – млн т					Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктив- ность (запасы + ресурсы/S)
				A	B	C ₁	C ₂	C ₂ заб	P ₁	P ₂	P ₃		
V-6-6	Руч. Чалбык (погребенная)	Au p.								0,136*			
V-6-18	Руч. Сред. Оночалах	Au p.				0,659		0,023					
V-6-20	Средний Оночалах	Au к.								1,176			
V-6-22	Оночалах	Au к.				3,251	2,588		1,4				
V-6-26	Руч. Уот-Юрях	Au p.				0,349			0,007				
V-6-36	Буларское	Au к.				0,582	1,326		5				
V-6-37	Руч. Хатын-Юрях	Au p.				0,394	0,012	0,27					
V-6-38	Хатынское	Au к.				1,675	0,15		5,4				
V-6-48	Руч. Прав. и Лев. Селлях	Au p.				0,044							
V-6-50	Руч. Хочулукан	Au p.				0,205	0,143	0,015					
V-6-56	Арсенал	Au к.								8,5*			
V-6-58	Хочулукан (Осеннее)	Au к.								6			
V-6-59	Руч. Арсенал	Au p.							0,082	0,028			
V-6-67	Руч. Бахая	Au p.				0,018	0,002						
V-6-70	Руч. Золотой	Au p.				0,012	0,012	0,017	0,062	0,147			
V-6-73	Бахая	Au к.								6			
V-6-74	Золотой	Au к.								10,3*			
V-6-82	Руч. Телкиндже	Au p.							0,027				

Индекс объекта прогнози- руемого, номер клетки	Название, ранг	Вид полезного ископаемо- го	Площадь (S), км ²	Запасы, тыс. т (м³); для Au – т; для угля – млн т					Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктив- ность (запасы + ресурсы/S)
				A	B	C ₁	C ₂	C ₂ заб	P ₁	P ₂	P ₃		
Аллах-Юньский золоторудно-россыпной район (5.2 Au)													
5.2.1	Анакчанский прогно- зируемый золото- рудный узел	Au к.	133,2							1,914		1,914	
V-6-83	Татьянино	Au к.								1,914			
5.2.2	Минорская прогнозируемая зо- лоторудно- россыпная зона	Au к.	165,7							0,37	16	16,37	
VI-6-35	Ягодка	Au к.								0,37			
5.2.3	Ыныкчанская про- гнозируемая золото- рудно-россыпная зона	Au к.	259,7						7,711	30,832	65,6	104,143	0,401
VI-6-32	Звездочка (в том числе рп)	Au к.								0,46	27		
VI-6-59	Маринское (в том числе рп)	Au к.							7,711	30	25		
VI-6-79	Зоринское (в том числе рп)	Au к.								0,372	13,6		
5.2.4	Юрско-Бринда- китский золоторуд- но-россыпной узел	Au к.	105,2			0,439	0,229		14,263	5,493	4,62*	24,444	0,24

Индекс объекта прогнози- руемого, номер клетки	Название, ранг	Вид полезного ископасмо- го	Площадь (S), км ²	Запасы, тыс. т (м ³); для Au – т; для угля – млн т					Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктив- ность (запасы + ресурсы/S)
				A	B	C ₁	C ₂	C ₂ заб	P ₁	P ₂	P ₃		
VI-6-96	Жила 141/4	Au к.								2,1			
VI-6-97,98	Бамское и жила 140	Au к.								1,18			
VI-6-99	Жила 118	Au к.								0,229*			
VI-6-102	Жилы Последняя и Шикарная	Au к.					0,229*		0,238	1,984			
VI-6-104	Бриндакитское	Au к.				0,439			14,025*				
	Золото россыпное (по району)		1777,6			13,528	0,585	5,106	9,442	5,855		34,516	
VI-6-1	Река Аллах-Юнь					11,369	0,028	4,574	1,543	0,249			
VI-6-8	Руч. Кулаха					0,199	0,009						
VI-6-14	Руч. Курунг					0,078	0,016	0,191					
VI-6-19	Руч. Менджель									0,65			
VI-6-21	Руч. Таях								0,006	0,075			
VI-6-34	Руч. Стрела					0,107							
VI-6-36	Ручьи Верный – Павел					0,152							
VI-6-41	Руч. Минор					0,186	0,34	0,051					
VI-6-50	Руч. Коро					0,367		0,139					
VI-6-51	Руч. Горелый					0,069	0,006						
VI-6-57	Руч. Марь					0,005							
VI-6-64	Руч. Ыныкчан					0,587	0,179	0,011	0,052	0,061			

Индекс объекта прогнозируемого, номер клетки	Название, ранг	Вид полезного ископаемого	Площадь (S), км ²	Запасы, тыс. т (м ³); для Au – т; для угля – млн т					Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы/S)
				A	B	C ₁	C ₂	C ₂ заб	P ₁	P ₂	P ₃		
VI-6-73	Руч. Том									0,976			
VI-6-85	Руч. Беска					0,245		0,056					
VI-6-86	Усть-Бескинская									2,328			
VI-6-88	Аканджинская								5,32	0,95			
VI-6-95	Руч. Бам					0,108		0,044	2,521	0,566			
VI-6-106	Руч. Бриндакит					0,056		0,04					
7 Н,Гз/ RF-PZ	Северо-Алданская прогнозируемая нефтегазоносная область	УУВ D ₁ (лок)	107843,1									372,548*	
8 УК,УБ/ J ₃ -K ₁	Ленский угольный бассейн	УК	42965,73	321,68			108,6		7315	8860	136131,21	152736,49	
		УБ							175			175	
	Нижне-Градыгское	УБ							175*				
		Нефть и газ										372,548	
		УК										152736,49	
		УБ										175	
		V										0,5	
		Cu										1601,041	
		Pb										2217,089	
		Zn										6604,014	
		Pb,Zn										80,306	
		Sb										18,713	

Индекс объекта прогнози- руемого, номер клетки	Название, ранг	Вид полезного ископаемо- го	Площадь (S), км ²	Запасы, тыс. т (м ³); для Au – т; для угля – млн т					Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктив- ность (запасы + ресурсы/S)
				A	B	C ₁	C ₂	C ₂ заб	P ₁	P ₂	P ₃		
		Hg										0,009	
		Nb ₂ O ₅										907,0	
		Ta ₂ O ₅										3,754	
		TR ₂ O ₅										1698,28	
		Cd										11,65	
		Ge										1,73	
		U ₂ O ₅										0,08	
		Au к.										368,413	
		Au р.										40,53	
		Ag										1226,2	
		fl										4	
		ba										0,181	
		Ф										4,419	
		P ₂ O ₅										14,0	
		g										16,23	

П р и м е ч а н и е. Без строительных материалов и прочих ископаемых (сапропель); прогнозные ресурсы в тыс. т (м³); Au и Ag – в т; уголь, флюорит, барит, фосфориты и нефть – в млн т, фосфор – в млн т P₂O₅, тантал – в тыс. т Ta₂O₅, ниобий – в тыс. т Nb₂O₅, редкие земли – в тыс. т TR₂O₅, гипс в млн м³.

* в авторской оценке

** проявления вне узла (района).

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Ед. изм.	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Горючие полезные ископаемые	Нефть и газ	млн т	16	D ₁ (лок)	372,548
	Каменный уголь	млн т	3	P ₁	7315
			3	P ₂	8860
			4	P ₃	136 131,21
	Бурый уголь	млн т	1	P ₁	175
Черные металлы	Ванадий	тыс. т	1	P ₃	0,5
Цветные металлы	Медь	тыс. т	2	P ₁	401
			7	P ₂	375,541
			3	P ₃	824,5
	Свинец	тыс. т	2	P ₁	230,3
			5	P ₂	1394,59
	Цинк	тыс. т	2	P ₁	557,4
			5	P ₂	4120,214
	Свинец и цинк	тыс. т	2	P ₁	43,306
			1	P ₂	37
	Сурьма	тыс. т	4	P ₂	18,713
	Ртуть	тыс. т	2	P ₂	0,009
Редкие металлы и редкие земли	Пятиокись ниобия	тыс. т N ₂ O ₅	1	C ₂	105,46
			2	P ₁	101,08
			5	P ₂	341,46
			1	P ₃	359,03
	Пятиокись тантала	тыс. т Ta ₂ O ₅	2	P ₁	1,224
			2	P ₂	0,8
			1	P ₃	1,73
	Редкие земли	тыс. т	2	P ₂	1242,5
			1	P ₃	455,78
	Кадмий	тыс. т	1	P ₁	9,59
			1	P ₂	2,06
	Германий	тыс. т	2	P ₁	1,73
Радиоактивные элементы	Уран	тыс. т	1	P ₃	0,08
Благородные металлы	Золото рудное	т	7	P ₁	36,674
			19	P ₂	108,985
			10	P ₃	212,514

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Ед. изм.	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
	Золото россыпное	т	10	P ₁	9,635
			22	P ₂	8,982
	Серебро	тыс. т	1	P ₁	679
			3	P ₂	497,2
			1	P ₃	50
Неметаллические ископаемые	Флюорит	млн т	1	P ₂	4
	Барит	млн т	2	P ₂	0,181
	Пятиокись фосфора	млн т P ₂ O ₅	2	P ₂	4,145
			1	P ₃	0,274
	Фосфориты	млн т	1	P ₂	1,5
			1	P ₃	121,5
Прочие ископаемые	Гипс, ангидрит	млн м ³	1	P ₁	4,23
			1	P ₂	12
	Сапропель	тыс. т	7	P ₂	701

Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемых объектов и их прогнозных ресурсов

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+, –)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
1	Nb ₂ O ₅ , TR _{Ce} , P ₂ O ₅ 2.0.4 TR,Nb Лединская прогнозируемая ниобий-редкоземельная рудная зона	–	P ₃ 359,03 тыс. т Nb ₂ O ₅ P ₃ 455,78 тыс. т P ₃ 0,247 млн. т P ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅ + 359,03 TR _{Ce} + 455,78 P ₂ O ₅ + 0,247	Оценочные работы первой очереди
2	Золото рудное 3.1.1 Au Светлинский золоторудно-россыпной узел	–	P ₃ 18,8 т	+ 18,8	Оценочные работы первой очереди

**Список скважин, показанных на геологической карте дочетвертичных образований
листа Р-53 – Хандыга**

Номер клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
II-2	1	Нижнеалданская. Глубина 3003 м. Вскрывает палеоген-неогеновый и меловой разрез	[Новицкий, 1965]
II-2	2	Ивановская. Глубина 3625 м. Вскрыты неоген. мел, юра, триас–пермь и кристаллический фундамент	[Баташанова, 1985]
III-4	3	Бордой (Хандыга). Глубина 1250 м. Проходит через меловые и юрские отложения	[Оболкин и др., 2015]
III-3	4	Хочомская. Глубина 2072 м. Проходит через юрские и кембрийские горизонты, юкандинскую свиту венда и вскрывает кристаллический фундамент	[Александрова и др., 1986], [Ларионов и др., 1986]
VI-3	5	Мокуйская. Глубина 3090 м. Скважиной вскрыты отложения юры, кембрия, венда и рифея	[Давыдов и др., 1982], [Калюжина, 1986]
VI-5	6	Усть-Майская. 3715 м. Скважиной вскрыт разрез юрских, кембрийских, вендских и рифейских комплексов	[Горбачев, 2014], [Мурашова, 2014]

Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на карте четвертичных образований листа Р-53 – Хандыга

Номер клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
II-2	1	Хара-Алданское обнажение. Лимноаллювий эльгинской свиты (Iall-IIIel). Средний–верхний неоплейстоцен.	[Русанов Б. С., 1968 г.] [Гриненко В. С., 1983 г.]
II-2	2	Ихенское обнажение. Гляциофлювиал. Верхний неоплейстоцен, вторая ступень (IIll ₂)	[Русанов Б. С., 1968 г.]
II-2	3	Мамонтова гора. Аллювий. Верхний неоплейстоцен, третья ступень (aIII ₃); лессоид, едомная фация. Верхний неоплейстоцен, четвертая ступень (L _{ed} III ₄)	[Русанов Б. С., 1968 г.] [Спектор В. В., 2015 г.]
II-2	4	Мамонтова гора. Аллювий четвертой надпойменной террасы. Базовская свита. Средний неоплейстоцен. Первая–третья ступени (a ⁴ IIbz); Лимноаллювий эльгинской свиты (Iall-IIIel). Средний-верхний неоплейстоцен; Лессоид, едомная фация и лимний. Верхний неоплейстоцен, вторая–четвертая ступени (L _{ed} III ₂₋₄)	[Русанов Б. С., 1968 г.] [Спектор В. В., 2015 г.]
II-2	5	Скважина. Глубина общая – 420 м. Глубина четвертичных отложений – 7,6 м. Аллювий русла и поймы. Голоцен, верхняя часть. (aH ²)	Скв. 47 [Говоров и др., 1972]
III-1	6	Скважина. Глубина общая – 96 м. Глубина четвертичных отложений – 46,8 м. Лессоид, едомная фация и лимний. Верхний неоплейстоцен, вторая–четвертая ступени (L _{ed} III ₂₋₄)	Скв. 530 [Камалетдинов и др., 1983]
III-1	7	Скважина. Глубина общая – 110,3 м. Глубина четвертичных отложений – 60,1 м. Лессоид, едомная фация и лимний. Верхний неоплейстоцен, вторая–четвертая ступени (L _{ed} III ₂₋₄)	Скв. 535 [Камалетдинов и др., 1983]
III-1	8	Скважина. Глубина общая – 84 м. Глубина четвертичных отложений – 55,6 м. Лессоид, едомная фация и лимний. Верхний неоплейстоцен, вторая–четвертая ступени (L _{ed} III ₂₋₄)	Скв. 540 [Камалетдинов и др., 1983]
III-1	9	Скважина. Глубина общая – 577 м. Глубина четвертичных отложений – 52,64 м. Лессоид, едомная фация и лимний. Верхний неоплейстоцен, вторая–четвертая ступени (L _{ed} III ₂₋₄); лимний и палюстрий. Голоцен (I,plH)	Скв. 543 [Камалетдинов и др., 1983]
IV-4	10	Долина р. Алдан, близ пос. Охотский перевоз. Охотский солифлюксий. Средний неоплейстоцен, четвертая ступень (sIIoh)	[Хотина Е. Б., 1987 г.]

Номер клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, автор- ский номер объекта
IV-1	11	Скважина. Глубина четвертичных отложений – 244 м. Лессоид, едомная фация и лимний. Верхний неоплейстоцен, вторая–четвертая ступени (L _{ed} , llll ₂₋₄)	Скв. 384 [Говоров и др., 1972]
IV-1	12	Скважина. Глубина четвертичных отложений – 13,5 м. Лессоид, едомная фация и лимний. Верхний неоплейстоцен, вторая–четвертая ступени (L _{ed} , llll ₂₋₄)	Скв. 381 [Говоров и др., 1972]

**Каталог палеолитических стоянок, показанных на карте четвертичных образований
листа Р-53**

№ п/п	Название	Номер на карте	Источник по списку литературы
1	Ихене	1	Ю. А. Мочанов, 1977 г.
2	Эжанцы	2	>>
3	Верхне-Троицкая	3	>>

Список петротипов, магматических комплексов, выделяемых на территории листа Р-53

№ п/п	Название комплекса	Индекс подразделения	Название петротипа	Пространственная привязка петротипа	Лист	Автор	Источник
1	Улаханбамский гипабиссальный комплекс долеритовый	βRF_{3U}	Силлы	Хребет Улахан-Бам	Р-53-XXXVI	Выделен И. Г. Волкодавом в 1984 г.	Легенда Юдомской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новое поколение), А. В. Сагир, А. П. Бабич, Ю. А. Зубков, 1996
2	Горбинский гипабиссальный комплекс долеритовый	βV_{2g}	Силлы, дайки	Бассейн р. Горби, левого притока низовьев р. Юдома (лист О-53)	О-53-XVIII	А. Е. Соболев, 1982 г.	Соболев А. Е. Вендские мафиты и минералогия Южного Верхоянья // ДАН. – 1992. – Т. 327. – № 4–6. – С. 557–560. Соболев А. Е. Докембрийские мафиты Южного Верхоянья // Сов. геология. – 1989. – № 5. – С. 99–100.
3	Лединский комплекс клинопикроксенит-уртит-ийолит-щелочно-сиенит-миаскит-карбонатитовый комплекс плутонический	$v-\delta, E\xi O_2l$	Поворотный массив	В приустьевой части р. Леда, левого притока р. Сахара и детально охарактеризован в фондовых отчетах и открытой печати (Энтин, 1991)	Р-53-XXXVI	Комплекс впервые выделен И. Г. Волкодавом, 1984 г.	Легенда Юдомской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новое поколение), Сагир А. В., А. П. Бабич, Ю. А. Зубков, 1996
4	Суордахский комплекс трахидолеритовый гипабиссальный	$\tau\beta O_{2-3s}$	Силлы	Расположен на правом берегу р. Белая, напротив устья р. Суордах	Р-53-XXIV	Комплекс выделен А. П. Кропачевым в 1998 г. [Бабаян, 1972].	Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Юдомская, лист Р-53-XXIV (в издании)

№ п/п	Название комплекса	Индекс подразделения	Название петротипа	Пространственная привязка петротипа	Лист	Автор	Источник
5	Сеттедабанский комплекс долеритовый гипабиссальный	βS_2-D_3d	Дайки, силлы	Район, заключенный между Улахским и Бурхалинским разломами (р. Конуга)	P-53-XXIV	В настоящем объеме выделен А. П. Кропачевым [Андриянов, 1973]	Легенда Юдомской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новое поколение), А. В. Сагир, А. П. Бабич, Ю. А. Зубков, 1996
6	Левосахаринский комплекс лампрофир-сиенит-карбонатитовый гипабиссальный	$\chi, E_5, \delta D_3ls$	Диатрема Грач, дайки	Наибольшая насыщенность вмещающих осадочных образований телами комплекса (Петротипическая местность) наблюдается в бассейне р. Лев. Сахара (ручьи Габбро, Батрак, Шумный, Розовый)	P-53-XXXIV	Выделен в 1996 г. А. В. Сагиром и А. П. Бабичем по материалам Телкинджинской партии [Биджиев и др., 1961]. В настоящем объеме и возрастном диапазоне выделен А. Л. Коноваловым, А. П. Кропачевым [Андриянов и др., 1973].	Карта геологических формаций Южного Верхоянья. Масштаб 1 : 500 000, Объяснительная записка, А. Л. Коновалов, В. В. Русс, А. П. Кропачев. Т. I, пос. Хандыга, 2004 г.
7	Кыллахский комплекс долеритовый гипабиссальный	βD_3k	Дайки	Бассейн р. Юдома	(O-53-V,VI)	Выделен из состава сеттедабанского комплекса А. Л. Коноваловым и А. П. Кропачевым [Андриянов и др., 1973] в 2004 г.	Карта геологических формаций Южного Верхоянья. Масштаб 1 : 500 000, Объяснительная записка, А. Л. Коновалов, В. В. Русс, А. П. Кропачев. Т. I, пос. Хандыга, 2004 г.

№ п/п	Название комплекса	Индекс подразделения	Название петротипа	Пространственная привязка петротипа	Лист	Автор	Источник
8	Ольчанский комплекс габбро- долеритовый гипабиссальный	β_{C1ol}	Шток	(E 136°416', N 63°725') район среднего течения р. Ольчан, левого притока р. Томпо	P-53-V	Выделен А. В. Сагиром и А. П. Бабичем в 1996 г. по материалам Менкюленской партии (Пушкарь, 1984) и Муолинской партии (Додин, 1986)	Легенда Юдомской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новое поколение), А. В. Сагир, А. П. Бабич, Ю. А. Зубков, 1996
9	Анчинский комплекс лампрофирово- диоритовый гипабиссальный	$\delta, \delta_{пл}, \chi K_{1a}$	Дайки	В качестве петротипа принята хорошо изученная Ю. П. Ворониным (1966 г.) группа даек в бассейне р. Задержная (левобережье р. Аллах- Юнь)	P-54-XXV	Впервые он выделен и кратко охарактеризо- ван И. Г. Волковым (1984 г.). Однако наиболее полно дайки этого комплекса опи- саны ранее Ю. П. Во- рониным (1966 г.) и Н. Г. Андрияновым (1973 г.), и при после- дующих исследовани- ях Д. Н. Кораблевым (1987 г.), Н. Г. Андри- яновым (1989 г.), В. С. Краснополяским (1988 г.) в отчетах по крупномасштабному картированию. Назва- ние дано по р. Анча, где широко развиты дайки этого комплекса	Легенда Юдомской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новое поколение), А. В. Сагир, А. П. Бабич, Ю. А. Зубков, 1996

№ п/п	Название комплекса	Индекс подразделения	Название петротипа	Пространственная привязка петротипа	Лист	Автор	Источник
10	Уэмяхский комплекс гранит-гранодио- ритовый полутонический	$\gamma\delta K_{10}$	Уэмяхский массив	Левобережье р. Аллах-Юнь в ее среднем течении	P-54	Впервые описан Г. А. Гринбергом, А. Г. Бахаревым и др. (1970 г.)	Легенда Юдомской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новое поколение), А. В. Сагир, А. П. Бабич, Ю. А. Зубков, 1996
11	Огонекский комплекс лампрофировый гипабиссальный	χK_{20}	Дайки Огонекского рудного поля	Бассейн р. Джайканга	P-54	Впервые описаны М. К. Силичевым (1971 г.) на площади Огонекского рудного поля, в объеме Ого- некского комплекса выделены И. Г. Волкодавом (1984 г.), охарактеризованы М. Г. Афанасьевым (1974 г.), Д. Н. Кораблевым (1987 г.), В. С. Краснопольским (1988 г.), Н. Г. Андрияновым (1989 г.).	Легенда Юдомской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новое поколение), А. В. Сагир, А. П. Бабич, Ю. А. Зубков, 1996

Список пунктов по листу Р-53, для которых имеются определения радиоизотопного возраста пород и минералов

Номер клетки	Номер на карте	Комплекс	Объект датирования (массив)	Порода	Метод определения	Разновидность метода	Лаборатория	Возраст, млн лет	Авторский номер	Автор (литературный источник)	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Географическая привязка (координата X/координата Y или географические координаты)	
I-5	1	Ольчанский	Дайка, мощностью 20–25 м	Долерит	U-Pb метод SHRIMP	Циркон	Лаборатория ВСЕГЕИ	360 ± 32	Л16-29	Настоящая работа	Р-53-V	63 °45' 20,392"	136° 20' 54,41"
IV-5	2	Суордахский	Дайка	Долерит	U-Pb метод SHRIMP	Бадделеит	Лаборатория Университета провинции Альберта, Эдмонтон	457 ± 34	X04-29	Khudoley A. K., 2013	Р-53-XXIII	61 °28' 25,594"	136° 41' 34,444"
IV-6	3	Кыллахский	Силл	Долерит	U-Pb метод SHRIMP	Циркон	Лаборатория ВСЕГЕИ	373 ± 3,5	III-15-7	Настоящая работа	Р-53-XXXVI	61 °22' 27,884"	137° 18' 33,228"
IV-6	4	Суордахский	Силл, мощность 25 м	Долерит	U-Pb метод SHRIMP	Циркон	Лаборатория Университета провинции Альберта, Эдмонтон	450 ± 20,4	190	Худолей А. К., 2001	Р-53-XXIV	61 °22' 31,311"	137° 20' 13,436"
IV-6	5	Магматические образования с неустановленной комплексной принадлежностью	Дайка	Долерит	Sm-Nd метод по изохроне	По породе, пироксену и апатиту	Изотопная лаборатория ВСЕГЕИ, 2007	1339 ± 54	595	Кропачев и др., 2004ф	Р-53-XXIV	61 °20' 38,4"	137° 06' 43,2"

Номер клетки	Номер на карте	Комплекс	Объект датирования (массив)	Порода	Метод определения	Разновидность метода	Лаборатория	Возраст, млн лет	Авторский номер	Автор (литературный источник)	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Географическая привязка (координата X/координата Y или географические координаты)	
V-6	6	Сетгедабанский	Дайка	Долерит	U-Pb метод 20SHRIMP	Циркон	Лаборатория Университета провинции Альберта, Эдмонтон	422 ± 25	X04-15	Chamberlain K. R., 2018	P-53-XXIV	61 °18' 38,336"	137° 22' 51,769"
V-6	7	Кыллахский	Дайка	Долерит	U-Pb метод SHRIMP	Бадделеит	Лаборатория ВСЕГЕИ	378 ± 29	X04-14	Худолей А. К., 2009	P-53-XXXVI	61 °18' 37,95"	137° 22' 18,404"
V-6	8	Суордахский	Дайка	Долерит	U-Pb метод SHRIMP	Циркон	Лаборатория Университета провинции Альберта, Эдмонтон	444 ± 22	X04-20	Худолей А. К., 2001	P-53-XXX	61 °16' 53,024"	137° 11' 17,721"
V-5	9	Улаханбамский	Силл	Долерит	U-Pb метод	SHRIMP II по бадделеиту	Лаборатория Университета провинции Альберта, Эдмонтон	1005,3 ± 4,3	11	Rainbird et al., 1998	P-53-XXIX	60 °43' 19,2"	136° 59' 34,8"
VI-6	10	Лединский	Первая фаза массива Поворотный	Оливиниты	Sm-Nd метод по изохроне	Порода, пироксен, апатит, сфен	ИГЕМ, Москва	487 ± 29	443	Худолей А. К., 2001	P-53-XXXVI	60 °38' 57,885"	137° 21' 59,67"
VI-6	11	Лединский	Четвертая фаза массива Поворотный	Карбонатит	U-Pb метод SHRIMP	Титанит	Лаборатория ВСЕГЕИ	371,2 ± 4,8	П-7	Шпикерман В. И., Порошин Е. Е. Кропачев А. П. и др., 2002	P-53-XXXVI	62 °38' 57,885"	137° 21' 59,67"
VI-6	12	Левосахаринский	Дайка	Карбонатит	U-Pb метод SHRIMP	Циркон	Лаборатория ВСЕГЕИ	366 ± 17	Л16-41	Настоящая работа	P-53-XXXVI	60 °33' 21,568"	137° 19' 51,332"

Номер клетки	Номер на карте	Комплекс	Объект датирования (массив)	Порода	Метод определения	Разновидность метода	Лаборатория	Возраст, млн лет	Авторский номер	Автор (литературный источник)	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Географическая привязка (координата X/координата Y или географические координаты)	
VI-5	13	Улаханбамский	Силл	Долерит	Sm-Nd изохронный метод	Порода, пироксен, апатит	Изотопная лаборатория ВСЕГЕИ, 2017	946 ± 37	П-31	Кропачев и др., 2000ф	P-53-XXXV	62 °43' 19,2"	136° 59' 34,8"
VI-5	14	Улаханбамский	Дайка	Долерит	Sm-Nd изохронный метод	Порода, пироксен, апатит, сфен	Изотопная лаборатория ВСЕГЕИ, 2007	981 ± 69	П-29а	Кропачев и др., 2000ф	P-53-XXXV	60 °12' 11,75"	136° 44' 24,69"
VI-5	15	Улаханбамский	Дайка	Долерит	Sm-Nd изохронный метод	Порода, пироксен, апатит, сфен	Изотопная лаборатория ВСЕГЕИ, 2007	932 ± 46	П-29	Кропачев и др., 2000ф	P-53-XXXV	60 °12' 11,75"	136° 44' 24,69"
VI-6	16	Улаханбамский	Силл	Долерит	U-Pb метод	SHRIMP II по бадделиту	Лаборатория Университета провинции Альберта, Эдмонтон	974,2 ± 7	160	Rainbird et al., 1998	P-53-XXXVI	60 °07' 26"	137° 06' 52,7"

**Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород
радиоуглеродным методом**

Номер клетки	Номер на карте	Возраст в тыс. лет и лабораторный номер образца	Места отбора	Глубина, м	Материал
II-2	1	38 200 ± 700 (ГИН-361)	Река Алдан, левый берег, обн. Россыпное	5	Древесина
II-2	2	30 200 ± 300 (ГИН-1019)	Река Алдан, правый берег, устье р. Ихенэ, стоянка Ихенэ	0,9	Древесина
		31 200 ± 500 (ГИН-1020)		1,4	Древесина
		24 600 ± 380 (ИМ-155)		1,0	Древесина
		26 600 ± 900 (ИМ-201)		–	Древесина
		26 500 ± 540 (ИМ-202)		–	Древесина
		24 500 ± 480 (ИМ-203)		–	Древесина
		27 400 ± 800 (ИМ-205)		–	Древесина
		27 800 ± 500 (ИМ-206)		–	Древесина
II-2	3	3800 ± 100 (ИМ-181)	Река Алдан, пос. Булун 6-метровый уровень	3,5	Торф
II-2	4	>56 000 (ИМ-165, 166, 164,161)	Река Алдан, обн. Мамонтовая гора, уровень 50 м	9,5–26	Древесина
		176 000 ± 2000 (ТЛ-1)		10	Древесина
II-3	5	3640 ± 100 (ИМ-178)	Река Алдан, с. Крест- Хальджай	4	Торф
		11 800 ± 200 (ИМ-170)	6–8-метровый уровень	1,5	Древесина
		11 800 ± 200 (ИМ-168)	8–15-метровый уровень	3,5	Древесина
II-5	6	38 540 ± 150 (ЛГ-172)	Река Вост. Хандыга, пос. Теплый Ключ	–	Торф
VI-4	7	10 900 ± 100 (ГИН-737)	Река Алдан, стоянка Эжанцы	–	Уголь
		10 500 ± 300 (ГИН-737)		–	Уголь
VI-3	8	14 530 ± 160 (ЛЕ-864)	Река Алдан, стоянка Верхне- Троицкое	–	Древесина
		15 950 ± 250 (ГИН-626)		–	Древесина
		17 680 ± 250 (ЛЕ-906)		–	Древесина
		18 300 ± 180 (ЛЕ-905)		–	Древесина
VI-6	9	9177 ± 90 (ЛГ-185)	Правый берег р. Аллах-Юнь в 3,5 км ниже устья р. Бам, обнажение Чёрный Яр	3	Древесина
		9580 ± 40 (ЛУ-3921)			Древесина
		9400 ± 70 (ЛУ-3923)			Древесина

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>Г. Г. Казакова, Ю. А. Маланин, Е. Н. Тутасова</i>	3
Стратиграфия. <i>А. К. Худолей, М. А. Калинин, А. Е. Кротова-Путинцева, И. Я. Гозин, В. С. Гриненко, С. В. Платонова, Е. Н. Тутасова, А. С. Карнаухов</i>	10
Архейская акротема – нижнепротерозойская эонотема	10
Верхнепротерозойская эонотема	11
Рифейская эонотема	11
Нижнерифейская эратема	11
Среднерифейская эратема	15
Верхнерифейская эратема	19
Вендская система и венд – нижний кембрий нерасчлененные	27
Палеозойская эратема	31
Кембрийская система	31
Ордовикская система	39
Кембрийская система, верхний отдел – ордовикская система, нижний отдел	39
Ордовикская система, средний отдел – силурийская система	42
Девонская система	45
Девонская система, верхний отдел – каменноугольная система, нижний отдел	57
Каменноугольная система	59
Каменноугольная система, верхний отдел – пермская система, нижний отдел	65
Пермская система	66
Мезозойская эратема	72
Триасовая система	72
Триасовая система, верхний отдел – юрская система, нижний отдел	80
Юрская система	83
Меловая система	86
Кайнозойская эратема	88
Палеогеновая система	88
Неогеновая система	90
Четвертичная система	94
Магматизм. <i>О. Ю. Лебедева</i>	109
Позднерифейские магматические образования	109
Среднерифейские магматические образования с неустановленной комплексной принадлежностью	113
Вендские магматические образования	113
Раннепалеозойские магматические образования	115

Ранне-среднепалеозойские магматические образования	124
Девонские магматические образования	127
Каменноугольные магматические образования	134
Пермско-триасовые магматические образования с неустановленной комплексной принадлежностью	136
Раннемеловые магматические образования	136
Позднемеловые магматические образования	140
Метаморфические и метасоматические образования. О. Ю. Лебедева	142
Тектоника. А. В. Прокопьев, А. К. Худолей, Г. Г. Казакова	150
История геологического развития. А. В. Прокопьев, А. К. Худолей, Г. Г. Казакова	180
Геоморфология. А. Е. Кротова-Путинцева, А. Н. Баланов, Е. Н. Тутасова ..	192
Полезные ископаемые. А. Н. Баланов, Ю. А. Маланин, Е. Н. Тутасова	202
Горючие ископаемые	203
Металлические ископаемые	212
Неметаллические ископаемые	251
Подземные воды	272
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района. Л. А. Поркунова, Г. Г. Казакова, А. В. Прокопьев	275
Гидрогеология. Т. К. Иванова	317
Эколого-геологическая обстановка. Т. К. Иванова, А. Н. Баланов, А. С. Карнаухов	329
Заключение. Г. Г. Казакова, Ю. А. Маланин	332
Список литературы	335
<i>Приложение 1. Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов и потоков, вторичных геохимических ореолов, гидрохимических аномалий, показанных на карте полезных ископаемых листа Р-53 Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000</i>	<i>368</i>
<i>Приложение 2. Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерогенических подразделений</i>	<i>403</i>
<i>Приложение 3. Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых</i>	<i>415</i>
<i>Приложение 4. Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемых объектов и их прогнозных ресурсов</i>	<i>417</i>
<i>Приложение 5. Список скважин, показанных на геологической карте дочетвертичных образований</i>	<i>418</i>
<i>Приложение 6. Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на карте четвертичных образований</i>	<i>419</i>
<i>Приложение 7. Каталог палеолитических стоянок, показанных на карте четвертичных образований</i>	<i>421</i>
<i>Приложение 8. Список петротипов, магматических комплексов, выделяемых на территории листа Р-53</i>	<i>422</i>
<i>Приложение 9. Список пунктов по листу Р-53, для которых имеются определения радиоизотопного возраста пород и минералов</i>	<i>426</i>
<i>Приложение 10. Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород радиоуглеродным методом</i>	<i>429</i>

Научное издание

Казакова Галина Германовна,
Тутасова Елена Николаевна,
Худолей Андрей Константинович
и др.

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Верхояно-Колымская

Лист Р-53 –Хандыга

Объяснительная записка

Редактор, корректор *Е. А. Зотова*
Технический редактор *О. Е. Степурко*
Компьютерная верстка *И. К. Бондарь*

Подписано в печать 16.08.2022. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 27 + 8 вкл. Уч.-изд. л. 34,5.
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: izdatel@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 978-5-00193-011-2



9 785001 930112