

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Дальневосточная

Лист О-53 — Нелькан

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

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Дальневосточная

Лист О-53 – Нелькан

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(084.3М1000):528.94.065(571.62+571.56)

Дымович В. А., Васькин А. Ф., Опалихина Е. С., Кисляков С. Г. и др.
Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист О-53 – Нелькан. **Объяснительная записка.** – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012 г. 364 с. + 2 вкл.

В объяснительной записке обобщен фактический материал по стратиграфии, магматизму, тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, полезным ископаемым, гидрогеологии, геолого-экологической обстановке Аяно-Майского и Охотского районов Хабаровского края и Усть-Майского улуса Республики Саха (Якутия). Используются данные геологических, геофизических и геохимических съемок, поисковых и разведочных работ, основные результаты тематических и научных исследований по состоянию на 1.01.2010 г., дистанционная, геохимическая и геофизическая основы, результаты собственных лабораторных работ. Даны современная оценка прогнозных ресурсов, общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений, рекомендации по дальнейшему изучению территории.

В комплект Госгеолкарты входит компакт-диск с полным объемом авторских цифровых материалов с сопровождающимися базами данных и базами метаданных.

Составлен комплект обязательных геологических карт и элементов зарамочного оформления.

Ил. 2, список лит. 495 назв., прил. 4.

Авторы

*Дымович В. А., Васькин А. Ф., Опалихина Е. С., Кисляков С. Г.,
Атрашенко А. Ф., Романов Б. И., Зелепугин В. Н., Шаров Л. А.,
Леонтьева Л. Ю.*

Главный научный редактор *Роганов Г. В.*

Рекомендована к печати НРС Роснедра
14 декабря 2010 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра), 2012
- © Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского» (ФГУП «ВСЕГЕИ»), 2010
- © Федеральное государственное унитарное предприятие ФГУП «Дальгеофизика», (ФГУП «Дальгеофизика») 2010
- © Коллектив авторов, 2010
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа О-53 занимает площадь 158 037 км². По административному делению более 81,5% ее относится к Аяно-Майскому и Охотскому районам Хабаровского края, около 18% – к Алданскому и Усть-Майскому улусам Республики Саха (Якутия). Менее 0,5% территории, прилегающей к Хабаровскому краю, занимает акватория Охотского моря.

В орографическом плане (рис. 1) юго-западная часть территории принадлежит к низко-среднегорному Алданскому нагорью с преобладающими абсолютными высотами водоразделов 700–800 м на севере и 900–1100 м на юге. В центральной и южной его частях возвышаются хребты Кет-Кап и Лурикан (абсолютные отметки вершин 1300–1600 м, максимальная – 1862 м). Северо-восточная часть территории относится преимущественно к среднегорному Юдомо-Майскому нагорью с хребтами Улахан-Бом, Челат, Нет-Тага и др. Преобладающие абсолютные высоты их вершин 1400–1700 м (максимальная – 1830 м). На западе нагорья расположен низкогорный (600–900 м) Горностахский хребет. Относительные превышения водоразделов над днищами долин в пределах нагорий колеблются от 300 до 500 м, иногда достигают 1000 м. Крайняя северо-западная часть территории принадлежит к низкогорному слаборасчлененному Южно-Якутскому плато с абсолютными отметками водоразделов 350–450 м в северной части, 500–600 м (иногда до 700 м) в южной и относительными превышениями 80–200 м. На юго-востоке территории возвышается хр. Джугджур, являющийся водоразделом бассейнов речных систем Северного Ледовитого океана и Охотского моря. Он характеризуется сильнорасчлененным рельефом с глубоко врезанными долинами, узкими, часто скалистыми водоразделами и асимметричным строением: юго-восточные склоны более крутые и расчлененные, чем северо-западные. Преобладающие абсолютные отметки вершин 1400–1600 м, отдельные – 1700–1900 м. Относительные превышения 700–1000 м.

Подавляющее большинство рек района (за исключением рек Лантарь и Алдома, впадающих в Охотское море) принадлежит к бассейну р. Алдан (приток р. Лена), протекающей в северо-восточном направлении на северо-западе территории. Самым крупным притоком р. Алдан является р. Мая, бассейн которой с реками Юдома, Аим, Маймакан, Батомга, Северный Уй охватывает более 70% площади листа. Юго-западная часть территории принадлежит к бассейну р. Учур с притоками (реки Уян, Тыркан). Долины крупных рек, как правило, широкие, часто заболоченные, изобилуют старичными протоками и термокарстовыми озерами. Реки, кроме Алдана и

нижнего течения Май, имеют горный характер. Режим их очень непостоянен: летом мелкие водотоки часто пересыхают, а после обильных дождей превращаются в бурные потоки. Реки Алдан и Мая (в нижнем, а во время весенних паводков и в среднем течении) судоходны для малотоннажных судов.

Климат района, за исключением Охотского побережья, резко континентальный с морозной, малоснежной и продолжительной (октябрь–апрель) зимой со слабыми ветрами и жарким коротким (июнь–август) летом. Зимой господствует азиатский антициклон и морозы достигают 40–55 °С при средней температуре января –43 °С. Средняя температура самого жаркого месяца (июля) в северо-западной части района плюс 13–17 °С, в юго-восточной – плюс 23–26 °С (данные метеостанций Нелькан, Усть-Юдома, Усть-Миль). При годовом количестве осадков 350–400 мм на севере и 550–600 мм на юго-востоке большая их часть выпадает летом, что вызывает паводки с подъемом уровня воды в реках на 2–3 м. Снежный покров ложится в октябре, достигая мощности 0,5–0,7 м (на севере до 1 м) к концу зимы, сходит в конце апреля–начале мая. Среднегодовая температура минус 7–8 °С, на севере района – до –10 °С. Климат Охотского побережья (юго-восточные склоны хр. Джугджур) муссонный: зимой преобладают ветры континентального происхождения, летом – морские. По данным метеостанции Аян, зима ветреная, нехолодная (среднемесячная температура января –20 °С), лето короткое (июль–сентябрь), прохладное (средняя температура августа плюс 13–14 °С), влажное (с морозящими дождями). Высокая относительная влажность (80–90%) в июле–августе вызывает постоянные туманы, которые распространяются и за хр. Джугджур. Среднегодовая температура –2 °С, количество годовых осадков 650–900 мм. Охотское море холодное: в самом теплом месяце (августе) температура воды на поверхности +6 °С. Зимой оно замерзает или покрыто плавающими льдинами. Повсеместно в районе развита многолетняя мерзлота (в континентальной части она сплошная, на побережье Охотского моря – островная). В зоне сплошной мерзлоты мощность многолетнемерзлых пород 100–200 м (на севере до 400 м), в зоне островной – 25–100 м. Глубина оттаивания ее за летний период 0,5–3 м.

Растительность не отличается богатством и разнообразием. В ее распределении проявлена зональность. На склонах до высоты 800 м распространены в основном лиственничные леса (даурская лиственница) с кустарниковым подлеском и редколесья с участками ерниковых и кедровостланниковых зарослей. Реже встречаются сосново-лиственничные леса, а на водораздельных поверхностях, сложенных доломитами, – сосновые боры. В лесах долин рек, наряду с лиственницей и сосной, произрастают ель, тополь, осина, береза, ольха, в подлеске – тальник, шиповник, жимолость, голубика. Леса в долинах крупных рек (Алдан, Мая, Юдома, Учур и др.) и на участках прилегающих к ним пологих склонов пригодны для заготовки деловой древесины. На высотах 800–1000 м лес сменяется зарослями кедрового стланика и карликовой березы. С высоты 1000 м распространена горная тундра с редкой чахлой растительностью (лишайники, камнеломки). Почвы – подбуры, подзолы, реже перегнойно- и дерново-карбонатные,

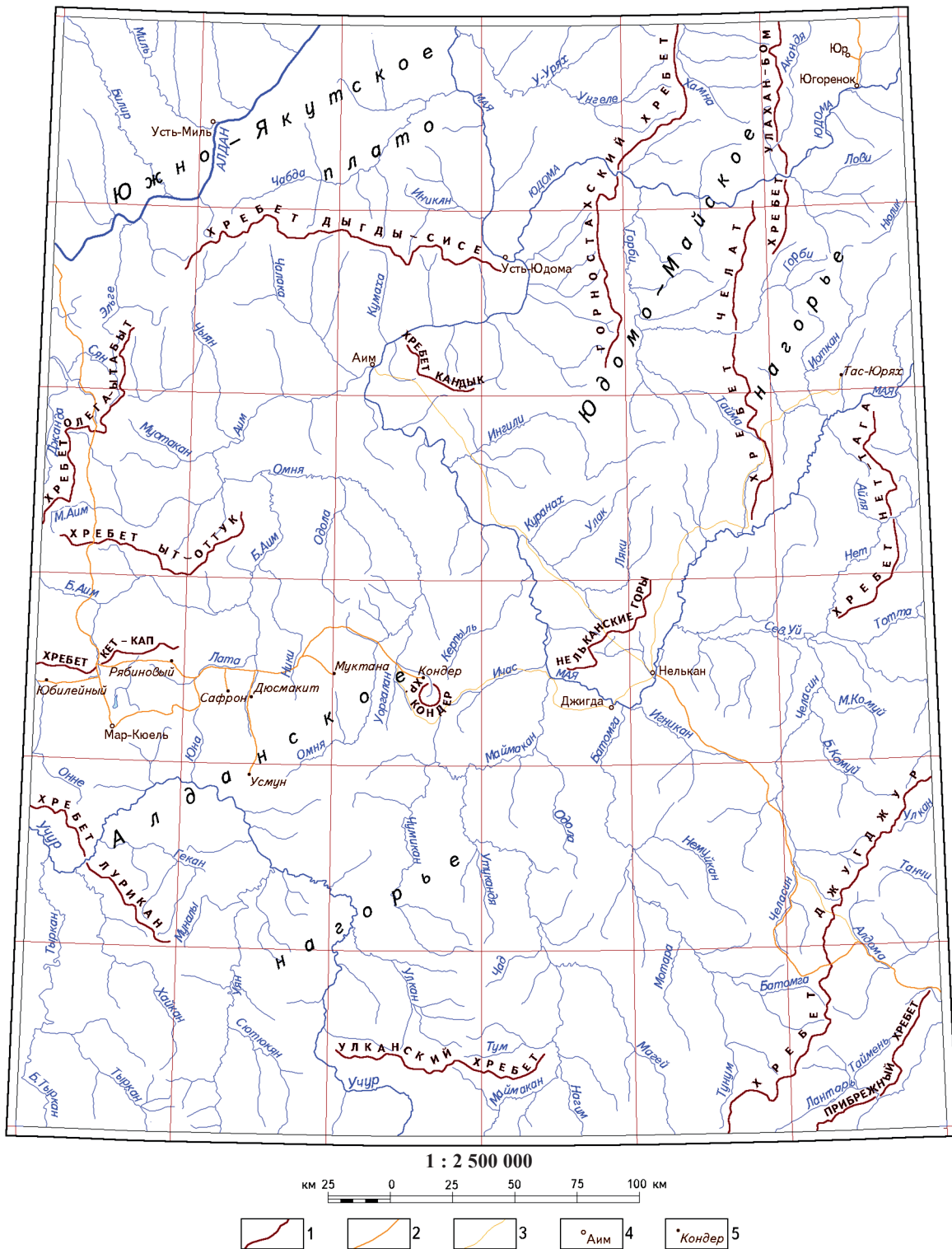


Рис. 1. Схема орографии.

1 — хребты; 2 — автомобильные грунтовые дороги, частично с покрытием; 3 — временные дороги; 4 — жилые поселки; 5 — вахтовые поселки старателей.

в долинах оподзоленные торфяно- и лугово-болотные со слабо выраженной дифференциацией на горизонты – формируются под лесами. Богатый подлесок, многочисленные гари и заросли кедрового стланика создают трудности при передвижении по лесам на большей части территории.

Животный мир разнообразен, но небогат в количественном отношении. Встречаются в основном бурый медведь, лось, северный олень, волк, соболь, белка, норка, выдра, горностай, лисица, изредка – кабарга, рысь, россомаха, на участках горной тундры – снежный баран, в долине р. Мая – изюбр. Широко распространены грызуны: бурундук, заяц, пищуха. Среди промысловых пернатых водятся глухарь, рябчик, белая куропатка, утка, гусь. Ихтиофауна рек представлена хариусом, ленком, тайменем, изредка встречается сиг, в р. Алдан и нижних течениях рек Мая и Юдома водятся осетровые, щука, окунь, ерш, в р. Ланталь заходит на нерест тихоокеанский лосось. Летом появляется многочисленный гнус: комар, мошка, мокрец, слепень.

Обнаженность северо-западной части территории плохая, юго-восточной – в основном удовлетворительная. Коренные выходы горных пород как точечные, так и протяженные (до нескольких километров) часто встречаются по берегам рек, ручьев, Охотского моря, на крутых склонах, в карах и цирках гольцовой зоны хребтов.

Экономически район относится к категории наименее освоенных территорий как Хабаровского края, так и Республики Саха (Якутия) с наименьшей плотностью населения. Коренные жители – эвенки, якуты, остальная часть населения многонациональна с преобладанием русских. Основной населенный пункт района – пос. Нелькан (на р. Мая) с населением более 1000 человек связан грунтовой автомобильной дорогой с районным центром Аяно-Майского района – пос. Аян, расположенным в 11 км восточнее границы территории листа на берегу Охотского моря. Другой населенный пункт – пос. Мар-Кюель, являющийся одним из базовых поселков ЗАО АС «Амур», имеет автомобильное сообщение с пос. Белькачи на р. Алдан (5 км западнее границы территории листа). Автомобильная дорога проложена также от пос. Эльдикан, расположенного на р. Алдан на сопредельной к северу территории, до пос. Югоренок на р. Юдома и пос. Юр. В поселках Нелькан и Мар-Кюель оборудованы аэропорты, пригодные для посадки самолетов Ан-26 и Ан-10. Имеется также ряд малонаселенных поселков (Усть-Миль, Усть-Юдома, Аим и др.), с которыми возможно в основном вертолетное сообщение или по рекам (Алдан, Мая, Юдома) на маломерных судах и по льду на вездеходах, и заброшенных поселков. На западе территории сосредоточены вахтовые поселки ЗАО АС «Амур» (Рябиновый, Кондер, Усмун и др.), связанные круглогодичными дорогами для автотранспорта повышенной проходимости. Коренное население занято главным образом оленеводством и пушным промыслом, остальное – золотодобычей, обслуживанием аэропортов и метеостанций, подсобным хозяйством.

В геологическом отношении район отличается разнообразием разновозрастных комплексов и сложностью их строения. На юге территории обнажены структуры раннедокембрийского кристаллического фундамента Сибирской платформы – архейские Алдано-Становой щит, включающий

Южно-Алданскую и Становую системы блоков, и Батомгский выступ фундамента, на которые наложен раннепротерозойский Улканский терригенно-вулканогенный прогиб с Верхнеучурской вулканоплутонической зоной. К чехлу Сибирской платформы в северо-западной части территории принадлежит рифей-позднекембрийская Учуро-Майская плита с наложенной мезозойской Виллюйской синеклизой, на юго-востоке – рифей-палеозойский Аяно-Шевлинский перикратонный прогиб. Восточная часть территории представлена складчато-блоковыми сооружениями позднепротерозойской–раннемезозойской Верхояно-Колымской складчатой системы, включающей Юдомо-Майскую и Южно-Верхоянскую структурно-формационные зоны и Билякчанскую систему блоков. На западе и юго-востоке территории развиты меловые орогенно-магматические структуры, с которыми связано большинство месторождений и проявлений полезных ископаемых.

Первые сведения о геологии района получены в результате маршрутных исследований А. Ф. Миддендорфа (1844 г.), Н. Г. Меглицкого (1851 г.), К. И. Богдановича (1899 г.) в основном на территории, прилегающей к Охотскому морю, и В. Н. Зверева (1913 г.) – по рекам Мая и Алдан.

В период с 1937 по 1960 г. практически вся территория листа была охвачена геологической съемкой масштабов 1 : 1 000 000 (Ю. К. Дзевановский, П. С. Соловьев, В. А. Архангельская, С. М. Калимулин, А. К. Матвеев), частично – 1 : 500 000 (Н. К. Трифонов, Д. С. Несвит, П. Д. Шкляев, А. С. Потэбня, Н. С. Шпак, В. Р. Алексеев, Ю. К. Дзевановский), выборочно – 1 : 200 000 (В. А. Ярмолук) и маршрутными исследованиями (В. М. Сенюков, О. В. Флерова, И. П. Туаев, В. А. Ярмолук).

В. М. Сенюков (1937 г.) всю северо-западную часть района признал нефтеносной, О. В. Флерова (1941 г.) впервые описала стратотипы чайской и устьмайской свит кембрия на правом берегу р. Мая. П. Д. Шкляев (1939 г.) рекомендовал место для заложения Лахандинской скважины. В 1938–1940 гг. в пределах Лахандинской структуры была пробурена единственная на сегодня нефтепоисковая скважина. И. П. Туаев (1939 г.) обнаружил жидкую нефть в среднем течении р. Мая (скала Малгин). Ю. К. Дзевановский (1940 г.) описал стратотипический разрез юдомской свиты близ устья р. Юдома. В. А. Ярмолук (1941 г.), изучив разрезы по р. Мая и обобщив ранее накопленные материалы, заложил основы современного расчленения позднепротерозойских и кембрийских отложений юго-востока Сибирской платформы. В этот период проводились и тематические исследования. В 1950–1953 гг. группой геологов ВСЕГЕИ, ГИН, ПИН проведены литолого-палеонтологические исследования, в результате которых на Межведомственном стратиграфическом совещании (1956 г.) была выработана унифицированная схема стратиграфии кембрия Сибири.

В 1962 г. Н. С. Шпак, В. И. Гольденбергом, С. В. Нужновым, В. А. Самозванцевым под редакцией Ю. К. Дзевановского была составлена первая Государственная геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000, лист О-53.

Вся территория листа в период с 1958 по 1989 г. Аэрогеологической и частично Алданской экспедициями ВАГТа (НПО «Аэрогеология», ФГУНПП «Аэрогеология») была покрыта государственной геологической съемкой масштаба 1 : 200 000. Одновременно на локальных перспектив-

ных (преимущественно золотоносных) площадях в северной и западной частях территории силами НПО «Аэрогеология» и ЯТГУ проводились геологосъемочные и поисковые работы масштаба 1 : 50 000. Геологические съемки сопровождалась шлиховым, донным, на северо-западе территории гидрохимическим опробованием гидросети. По результатам этих работ подготовлены к изданию и к 1998 г. изданы листы Госгеолкарты-200 первого поколения с объяснительными записками. В 1959 г. Октябрьской экспедицией 1 ГГРУ МинГео СССР в бассейне р. Тьркин были начаты специализированные поисковые работы, приведшие к открытию ряда перспективных проявлений урана.

Большая часть листов, подготовленных к изданию по материалам геологических съемок 1960-х годов в южной части рассматриваемой территории, где широко распространены дорифейские образования фундамента Сибирской платформы и меловые орогенно-магматические комплексы, в значительной степени устарела. Листы, охватывающие отложения чехла платформы и частично Верхояно-Колымской складчатой системы, имеющие более простое геологическое строение, практически не утратили своего значения до настоящего времени.

С 1972 г. силами ДВТГУ (ДВПГО), ЯТГУ, частично НПО «Аэрогеология» на территории листа начались планомерные ГГС-50 и ГДП-50 с сопутствующими поисковыми работами. Из-за прекращения финансирования этих видов работ в начале 1990-х годов они были остановлены, часть из них завершилась составлением лишь информационных геологических отчетов. На Кондерском массиве и в его обрамлении в 1985–1989 гг. проведена геологическая съемка масштаба 1 : 25 000 с бурением поисковых скважин. В процессе крупномасштабных геологических работ были получены новые, подчас уникальные материалы по геологическому строению и рудоносности Улканского прогиба и распространенной в его пределах вулканоплутонической ассоциации, Джугджурского анортозитового массива, кольцевых магматических структур с дунитовым ядром, интрузий ультраосновных щелочных пород с карбонатитами, Преддзугджурского вулканического прогиба и других геологических структур. Одновременно специализированным предприятием «Таежгеология» в юго-западной части территории листа были выполнены значительные объемы прогнозно-поисковых и детальных поисковых работ на уран и сопутствующее оруждение. Многие вопросы стратиграфии, магматизма и минерализации района решались с участием отраслевых (ДВИМС, ВСЕГЕИ, ВИМС и др.) и академических (ИГГД, ДВГИ, ИТиГ и др.) институтов. В этот же период специализированные экспедиции ДВТГУ и ЯТГУ проводили поисковые и разведочные работы, которые увенчались открытием многочисленных россыпных и коренных месторождений золота, крупной россыпи платины в долине р. Кондер, месторождений редких металлов и редких земель (Бурундинское, Горноозерское, Хамнинское) и полиметаллических месторождений (Сарданинское, Уруй). Специализированные исследования четвертичных отложений разного генезиса в районе не проводились. В процессе ГСР-200 и ГСР-50 они изучались в естественных обнажениях и по линиям неглубоких шурфов.

В 1980-х годах при старательских артелях (ЗАО АС «Амур», АС «Восток») были организованы поисково-разведочные экспедиции, которые проводят соответствующие работы до настоящего времени. Ими выявлено около 30 перспективных проявлений золота, подготовлено к освоению девять новых аллювиальных россыпей золота, приращены запасы россыпной платины в долинах рек Кондер и Уоргалан. В настоящее время артелями разрабатываются четыре золоторудных месторождения (Скарновое, Василек, Усман, Красивое), продолжают поисковые работы на флангах и в окрестностях месторождений Шумное, Малютка, Усман, Тас-Юрях, с одновременной отработкой ведутся разведочные работы на 20 известных россыпях золота и на россыпи платины р. Уоргалан.

В 2006–2009 г. ФГУП «Дальгеофизика» на территории листов О-53-ХI, ХII проведено ГМК-200, на основе которого А. В. Матвеевым (2009 г.) подготовлены к изданию комплекты Госгеолкарты-200/2. В результате работ, благодаря многочисленным находкам органических остатков, уточнено расчленение кембрийских, силурийских, каменноугольных и пермских отложений, а в процессе общих поисков выявлены новые геохимические ореолы рассеяния золота и выделены потенциальные рудные поля.

Значительная часть материалов, полученных в процессе геологического изучения территории листа, приведена в крупных обобщающих монографиях: «Геология СССР», т. XIX, часть 1 (1966 г., ред. Л. И. Красный) и часть 2 (1973 г., ред. В. В. Онихимовский); «Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8 (1984 г., ред. Л. И. Красный, В. К. Путинцев); «Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)» (2001 г., отв. ред. Л. М. Парфенов, М. И. Кузьмин); отображена на геологической карте Хабаровского края и Амурской области масштаба 1 : 500 000 (1983 г., М. В. Мартынюк, А. Ф. Васькин, А. С. Вольский и др.); геологической карте СССР масштаба 1 : 1 000 000 новой серии листов О-52, (53) – Томмот (1986 г., отв. ред. Е. П. Миронюк) и О-(53), 54 – Охотск (1986 г., отв. ред. А. Л. Ставцев); геологической карте Якутии масштаба 1 : 500 000, Южно-Верхоянский блок (1995 г., гл. ред. В. А. Ян-жин-шин); геологической карте Хабаровского края масштаба 1 : 1 000 000 (2003 г., А. Ф. Васькин, Н. М. Камаев); карте полезных ископаемых Хабаровского края и ЕАО масштаба 1 : 1 000 000 (1998 г., отв. исп. А. Ф. Васькин); минерагенической карте Хабаровского края масштаба 1 : 500 000 (2000 г., отв. исп. М. В. Мартынюк); минерагенической карте и карте минерагенического районирования и прогноза полезных ископаемых Южного Верхоянья масштаба 1 : 500 000 (2004 г., А. К. Иогансон, А. П. Кропачев); карте минерагенического районирования Хабаровского края и ЕАО масштаба 1 : 1 000 000 (2006 г., ред. А. Ф. Васькин, Г. В. Роганов); в монографиях и статьях Б. С. Абрамова, М. Г. Афанасьева, М. А. Богомолова, Ю. Н. Гамалеи, В. И. Гольденберга, В. А. Гурьянова, Ю. К. Дзевановского, С. В. Домохотова, Л. П. Карсакова, А. Г. Клеца, А. М. Ленникова, Б. С. Неволина, М. А. Семихатова, В. А. Ян-жин-шина и др.

Гравиметрическими съемками масштаба 1 : 200 000 охвачено около 75 % площади листа, гравиметрическая изученность остальной (в основном западной) его части соответствует масштабу 1 : 1 000 000. Пятиканальные

АГСМ-съёмки масштаба 1 : 50 000 и крупнее проведены примерно на 55 % рассматриваемой территории, для остальной ее части имеются материалы аэромагнитных съёмки масштаба 1 : 200 000.

В 2007–2008 гг. силами ОАО «Якутскгеофизика» пройден сейсморазведочный профиль МОГТ по линии Усть-Юдома–Горностахский хребет–р. Тайма и составлен временный разрез, позволивший оценить мощность осадочных образований Учуро-Майской плиты и Юдомо-Майской СФЗ и определить морфологию зоны Нельканского надвига.

Литохимическое опробование по потокам рассеяния в масштабе 1 : 1 000 000 (МГХК-1000) проведено в 1986–1991 гг. по всей площади листа О-53. Более детальные работы выполнены в процессе ГСР-200 и ГСР-50 на 68 % площади листа, в т. ч. в масштабе 1 : 500 000 опробовано 14 % площади, в масштабах 1 : 200 000–1 : 100 000 – около 50 % и в масштабе 1 : 50 000 – 4 %. Наиболее полно изучены восточная, юго-восточная части территории листа и восточная часть хр. Кет-Кап, где плотность донного опробования составляет от 1–2 до 7–8 проб/км². Литохимическим опробованием по вторичным ореолам рассеяния охвачено около 10 % площади листа, в т. ч. в масштабе 1 : 500 000 опробовано около 1 % площади, в масштабах 1 : 200 000–1 : 100 000 – 6 %, 1 : 25 000 – менее 1 %. Литохимическое опробование по первичным ореолам осуществлено на 17 372 км² – 11 % площади листа, из них в масштабе 1 : 500 000 – 3,8 %, в масштабах 1 : 200 000–1 : 100 000 – 5,5 %, 1 : 50 000 – 1,7 %. Гидрохимическое опробование поверхностных вод проведено в масштабах 1 : 500 000–1 : 200 000 в основном на северо-западе территории листа на площади 15 386 км². Полный обзор геохимической изученности территории листа и результатов геохимических поисковых работ дан в отчете по созданию геохимической основы листа О-53 и смежных с ним территорий, составленном ФГУГПП «Хабаровскгеология» (А. Ф. Аграшенко, Б. И. Бурдэ и др.).

Экологические и гидрогеологические съёмки на территории листа не проводились. Общая оценка эколого-геологической обстановки дана в работе Л. А. Шарова и др. (1995–1998 гг.), которая сопровождается комплектом карт геоэкологического содержания Хабаровского края масштаба 1 : 1 000 000. Сведения о гидрогеологических условиях района основываются на материалах по подземным водам, полученных в процессе ГСР-200 и ГСР-50, и в незначительном объеме – на данных бурения на руднике Тас-Юрях (А. В. Матвеев, 2009 г.).

Для территории листа О-53 имеются геофизическая (ФГУП «ВИРГ-РУДГЕОФИЗИКА», 2002 г.), геохимическая и дистанционная (ФГУГПП «Хабаровскгеология», 2002 г.) основы ГГК-1000/3.

Легенда Дальневосточной серии листов ГГК-1000/3, включающей лист О-53, составлена в 2002 г. (исполнитель ФГУГПП «Хабаровскгеология») и актуализирована в 2008 г. (исполнитель ФГУП «Дальгеофизика»). Серийные легенды ГГК-200/2, составленные во второй половине 1990-х годов, усовершенствованы в 2002 (Учуро-Майская, Джугджурская, Охотская серии) и 2008 (Юдомская серия) годах.

Представленный комплект Госгеолкарты-1000/3 листа О-53 включает геологическую карту, карту полезных ископаемых, карту законо-

мерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, каждая из которых сопровождается соответствующими им легендами и обязательными схемами зарамочного оформления – использованных картографических материалов, административного деления, расположения листов Дальневосточной серии. Авторы основных карт указаны в их зарамочном оформлении. В числе дополнительных карт и схем составлены: тектоническая, тектонического районирования и корреляции картографируемых подразделений – В. А. Дымовичем и А. Ф. Васькиным, геофизических полей – Н. М. Камаевым, геолого-экономическая, прогнозных ресурсов и продуктивности рудных узлов – Б. И. Романовым и А. Ф. Атрашенко, четвертичных образований и эколого-геологическая с дополняющими их схемами – Л. А. Шаровым, гидрогеологическая схема – Л. Ю. Леонтьевой. С соседним изданным листом N-53 Госгеолкарты-1000/3 лист O-53 увязан полностью. Авторы объяснительной записки указаны в ее оглавлении. Общая редакция комплекта выполнена В. А. Дымовичем, научное редактирование – Г. В. Рогановым.

Цифровая модель комплекта Госгеолкарты-1000/3 листа O-53 создана Г. В. Лазаревой в формате ArcView GIS.

Комплект сопровождается базами данных (БД) «Полезные ископаемые» (исполнитель А. Ф. Атрашенко), «Радиологический возраст», «Петрохимия» и «Опорные разрезы» (исполнитель Е. С. Опалихина), «Палеонтология» и «Палинология» (исполнитель В. В. Кирьянова). БД «Полезные ископаемые» создана в СУБД MS Access 2000, внедряется в проект посредством запроса через SQL-сервер и соответствует «Требованиям по представлению в НРС и ГБЦГИ сопровождающих баз данных к листам Госгеолкарты-1000/3, 2004 г.». Дополнительная информация, не предусмотренная «Требованиями...», помещена в БД «Полезные.xls», которая дополняет электронный каталог и снабжена идентификаторами, аналогичными идентификаторам атрибутивных таблиц соответствующих тем в проекте o53 kpi.apr (ArcView GIS). БД «Радиологический возраст», «Петрохимия», «Опорные разрезы» созданы в форматах *.dbf и *.shp. Соответствующие им файлы Absvozt, shp, o53 силикат. shp и bur_kolonki.dbf внедряются в проект o53 dk.apr (ArcView GIS) в виде самостоятельных тем. Файл bur_kolonki.dbf может быть присоединен также к соответствующей теме проекта посредством системы идентификаторов в атрибутивной таблице темы. БД «Палеонтология» (БДПИ) и «Палинология» (БДСПК) созданы в СУБД MS Access 2000 и внедряются в проекты посредством запроса через SQL-сервер.

СТРАТИГРАФИЯ

На территории листа распространены метаморфиты архея, вулканогенно-осадочные образования раннего протерозоя и рифея, осадочные и вулканогенные – фанерозоя, за исключением триаса и палеогена. Они входят в состав Сибирской платформы, Верхояно-Колымской складчатой системы, Охотско-Чукотской вулканоплутонической области и Охотоморской плиты, а также представлены аллювиальными, ледниковыми и склоновыми образованиями.

АРХЕЙ

Архейские метаморфические образования слагают в южной части территории блоки (Тырканский и Луриканский) Алдано-Станового щита и выступы (Батомгский, Кондерский, Ингилийский) кристаллического основания юга Сибирской платформы. Среди них выделяются раннеархейские (саамий) и позднеархейские (лопий) супракристалльные толщи.

Ранний архей (саамий). *Тырканская серия* слагает ядро одноименной антиклинали в бассейнах рек Уян, Хайкан, Сютюкян и Учур. Она объединяет курунгмакитскую, суджакскую, сютюкянскую и бакумакитскую свиты, выделенные Е. П. Миронюком [27]. Первые две из них объединены в нижнюю, следующие две – в верхнюю подсерии [300].

Нижняя подсерия (AR_{tr_1}) сложена в основном биотит-пироксеновыми*, пироксеновыми гнейсами и кристаллосланцами с прослоями и относительно мощными пластами биотитовых и высокоглиноземистых гнейсов.

Нижняя часть подсерии – курунгмакитская свита – изучена в бассейне р. Курунг-Макит (Миронюк, 1986 г.). Низы ее видимого разреза (400–450 м) представлены однообразными пироксеновыми и биотит-пироксеновыми гнейсами. Выше следует мощная (400 м) пачка переслаивающихся через 9–80 м гранатовых, графитовых, гранат-силлиманитовых, часто кордиеритсодержащих гнейсов, пироксеновых кристаллосланцев и гнейсов. Завершает разрез пачка (450–600 м) гранатовых, биотит-гранатовых и пироксеновых гнейсов. В ее верхней части (100–200 м) преобладают биотит-пироксеновые и биотит-роговообманковые кристаллосланцы. Мощность свиты – 1400 м.

* Пироксены в породах тырканской серии представлены гиперстеном, реже диопсидом.

Суджакская свита мощностью около 2600 м сложена в основном биотит-пироксеновыми и пироксеновыми гнейсами. В средней части разреза отмечаются прослой биотитовых, гранат-биотитовых гнейсов, амфиболитов, в верхней – прослой пироксеновых кристаллосланцев и линзы графитовых и графит-силлиманитовых гнейсов.

Мощность нижней подсерии тырканской серии 4000 м.

Верхняя подсерия ($AR_1^{tr}_2$) сложена в основном высокоглиноземистыми гнейсами.

Нижняя часть подсерии – сютюкянская свита – в стратотипическом разрезе, изученном Е. П. Миронюком [27] в береговых обнажениях руч. Сютюкян, состоит из гранатовых и гранат-пироксеновых гнейсов с подчиненными им прослоями силлиманит-биотитовых, графитовых гнейсов и линзами мраморов. Эпизодически встречаются слои мощностью в первые метры амфиболитов, пироксеновых и амфибол-пироксеновых кристаллосланцев и гнейсов. По простирацию состав свиты в целом выдержан. Мощность ее 2500 м.

Бакумакитская свита в разрезе по руч. Баку-Макит представлена в основном пироксеновыми и биотит-пироксеновыми гнейсами и кристаллосланцами с редкими пластами мощностью до 60 м биотитовых, амфибол-пироксеновых, гранатовых гнейсов и амфиболитов. Мощность свиты 1500 м, верхней подсерии – 4000 м.

Тырканская серия нерасчлененная (AR_1^{tr}) выделена в южной части района в верховьях рек Тыркан и Уян, где степень изученности не позволяет с достаточной достоверностью расчленить ее на свиты. В частных разрозненных разрезах здесь наблюдаются биотит-гранатовые, биотитовые, пироксен-биотитовые, гранат-кордиеритовые гнейсы, пироксеновые кристаллосланцы, амфиболиты. Максимальная мощность нерасчлененных образований оценивается в 3000 м [41].

Раннеархейский возраст тырканской серии обосновывается следующими данными. В бассейне верхнего течения р. Учур на ней со структурным несогласием залегают раннепротерозойские вулканиты элгэтэйской и улкачанской свит. Здесь же гнейсы и кристаллосланцы серии прорваны интрузиями субщелочных лейкогранитов улканского комплекса с радиологическим возрастом 1721–1715 млн лет [45]. По данным В. Ю. Забродина [41] на прилегающей с юга территории U-Pb датировки по валовым пробам гнейсов Тырканского блока и ассоциирующихся с ними чарнокит-мигматитов алданского комплекса позволяют связывать их формирование с этапом регионального метаморфизма и гранитизации в интервале 3,2–3,6 млрд лет назад.

Джанинская серия ($AR_1^{dž}$) рассматривается как вероятный аналог тырканской серии в Становой системе блоков [300]. Она слагает тектонический блок (около 180 км²) в юго-восточной части территории листа. Ее породы в разной степени диафорированы в условиях амфиболитовой фации и лишь по реликтовым ассоциациям минералов с определенной долей условности устанавливается первичный состав, соответствующий гранатовым, биотит-гранатовым, пироксен-биотитовым гнейсам, пироксеновым и гранат-пироксеновым кристаллосланцам с неясным характером переслаивания. Предполагаемая мощность джанинской серии оценивается в 4000 м.

На соседней с юга территории установлены факты прорывания джанинской серии габброанортозитами раннеархейского древнеджугджурского комплекса с проявлением в метаморфических породах экзоконтакта высокотемпературного контактового метаморфизма [18, 41], а U-Pb датированием цирконов из джанинских плагиогнейсов выявлено от двух до шести возрастных событий, соответствующих этапам их преобразования, наиболее раннее из которых (3385 ± 15 млн лет) зафиксировано в ядре зонального кристалла циркона из эндербита, мигматизирующего метаморфические породы джанинской серии [46, 65].

Батомгская серия слагает одноименный крупный выступ фундамента в бассейнах рек Учур, Батомга, Маймакан, Челасин и небольшие выступы в верховьях рек Ингили и Кондер. Характер границы ее с гранулитовыми образованиями Тыркканского и Луриканского блоков Алдано-Станового щита не ясен, поскольку она перекрыта вулканитами Улканского прогиба и рифейскими отложениями чехла Сибирской платформы. Серия представлена породами амфиболитовой фации метаморфизма. Она была выделена в процессе ГСР-200 [131, 143 и др.] в составе трех свит: утукачанской, одолинской и маймаканской. С учетом картографических возможностей масштаба 1:1 000 000 серия подразделена на две подсерии [300]: нижнюю – утукачанская свита и верхнюю – одолинская и маймаканская свиты объединенные.

Нижняя подсерия ($AR_1^2bt_1$) сложена в основном биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами. В типовом разрезе утукачанской свиты в междуречье Утукачан–Джагдакан [464] нижняя часть ее (1230 м) представлена биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, чередующимися через 35–120 м. Среди них встречаются прослои (0,5–3,5 м) гранат- и силлиманит-биотитовых гнейсов, пласты (до 35 м) и линзы амфибол-пироксеновых и пироксеновых* гнейсов и кристаллосланцев. Верхняя часть свиты (2500–2600 м) отличается от нижней преобладанием в ней пироксеновых, амфибол-пироксеновых гнейсов и кристаллосланцев с многочисленными линзами, прослоями (0,6–2 м) и пластами (20–60 м) мраморов. Мощность нижней подсерии достигает 4000 м.

Верхняя подсерия ($AR_1^2bt_2$), разрезы которой изучены в бассейне р. Маймакан [464], состоит из амфиболовых, биотит-амфиболовых, пироксен-амфиболовых кристаллосланцев, в меньшей мере – биотит-амфиболовых, часто эпидотсодержащих гнейсов. Мощность пластов кристаллосланцев 210–380 м, гнейсов – 30–40 м. Изредка встречаются прослои (до 3 м) гранат- и графит-биотитовых гнейсов, амфиболитов и мраморов. Мощность верхней подсерии 4500 м.

Верхняя возрастная граница метаморфитов серии в районе определяется тем, что они со структурным несогласием перекрыты нижнепротерозойскими базальтоидами улкачанской свиты. Нижняя граница ее неизвестна. Батомгская серия традиционно сопоставляется со становым комплексом джугджуро-становой серии [130, 71 и др.], для которого принят раннеархейский возраст [117].

*Пироксены в породах батомгской серии представлены диопсидом.

Е. П. Миронюк [27] утукачанскую свиту исключил из батомгской серии на основании присутствия в ней пород с признаками гранулитового метаморфизма. В процессе ГГС-50 в бассейне р. Маймакан [464] эти данные не подтвердились – была доказана непрерывность разреза серии от утукачанской до маймаканской свиты (см. разд. «Метаморфизм и метасоматические образования»).

Поздний архей. К позднему архею отнесены гранулитовые метаморфиты хайканской, нючинской и луриканской серий Тырканского и Луриканского блоков Алдано-Станового щита. Они рассматриваются как возрастные аналоги соответственно федоровской, тимптонской и джелтулинской серий, распространенных в западной части щита [27, 450].

Хайканская серия распространена в северо-восточной и западной частях Тырканского блока в бассейнах рек Тыркан и Хайкан, где слагает крылья Тырканской антиклинали и ядра Сютюкянской и Холболоохской синклиналей. Ее характерной особенностью является преимущественно меланократовый состав пород, представленных амфибол- и пироксеносодержащими* гнейсами и кристаллосланцами. Серия была выделена Е. П. Миронюком [27] в составе трех свит (снизу вверх): хатырынской, ниендинской и кодонской. Соотношения ее с тырканской серией не ясны. Е. П. Миронюк [27] предполагает наличие между ними крупного несогласия, но каких-либо данных на этот счет не имеется. Серия разделена на две подсерии: нижнюю, отвечающую хатырынской свите, и верхнюю – ниендинской и кодонской свитам объединенным [300].

Нижняя подсерия (AR_2hk_1). В опорном разрезе хатырынской свиты по р. Хатырык, правому притоку р. Тыркан, выделяются три подсвиты примерно равной мощностью (около 700–800 м). В нижней подсвите преобладают пироксен-амфиболовые гнейсы и кристаллосланцы, в средней – амфиболиты с подчиненными им пачками мощности первые десятки метров пироксен-амфиболовых гнейсов, в верхней – амфибол-пироксеновые гнейсы с редкими прослоями гранат-пироксеновых гнейсов и амфиболитов. Мощность свиты 2400 м. По простирацию состав ее в основном выдержан.

Верхняя подсерия (AR_2hk_2) тоже состоит в основном из амфибол-пироксеновых и пироксен-амфиболовых гнейсов и кристаллосланцев, но в ней часто встречаются прослой и пачки высокоглиноземистых гнейсов и мраморов.

Ниендинская свита в стратотипе по р. Ниенда состоит из двух подсвит. Нижняя подсвита (около 1000 м) представлена неравномерно чередующимися пироксеновыми, биотитовыми, гранатовыми, иногда графит- и силлиманитсодержащими гнейсами, амфиболитами и мраморами, верхняя (1600 м) – пироксеновыми и амфибол-пироксеновыми кристаллосланцами и гнейсами с редкими прослоями гранатовых гнейсов, амфиболитов и мраморов. Мощность свиты 2600 м.

Кодонская свита в стратотипе по р. Кодон в низовьях р. Тыркан расчленена на пять пачек [27]. Первая пачка (до 300 м) представлена мраморами с

*Пироксены в породах хайканской и луриканской серий представлены гиперстеном, реже диопсидом.

прослоями пироксеновых гнейсов и кристаллосланцев, вторая (до 300 м) – пироксеновыми гнейсами с прослоями амфиболитов и мраморов, третья (до 700 м) – чередованием слоев пироксеновых, гранатовых гнейсов и мраморов, четвертая (до 500 м) – преимущественно пироксеновыми гнейсами и кристаллосланцами с редкими прослоями мраморов, пятая (до 400 м) – равномерно переслаивающимися пироксеновыми, гранатовыми гнейсами и пироксеновыми кристаллосланцами. Мощность кодонской свиты в разрезе 2200 м. По простиранию валовой породный состав свиты выдержан, но расчленение ее на пачки не всегда возможно.

Мощность верхней подсерии 4500–4700 м.

Хайканская серия нерасчлененная (AR_2hk) выделена в юго-западной части территории в верховьях р. Большой Тыркан. Здесь породы серии неравномерно диафторированы в условиях амфиболитовой фации. По маршрутным наблюдениям, в ее составе выделяются в основном пироксеновые и амфибол-пироксеновые гнейсы и кристаллосланцы со слоями невыдержанной мощности гранатовых, графитовых гнейсов, амфиболитов и мраморов. Мощность нерасчлененных метаморфитов серии 1300 м.

Нючинская серия (AR_2nc) выделена Е. П. Миронюком [27] в низовьях р. Тыркан на западном крыле и северном периклинальном замыкании Тырканской антиклинали. Она согласно перекрывает кодонскую свиту. Ее разрез, изученный по р. Учур, представлен равномерно чередующимися пачками мощностью до десятков метров пироксеновых, амфибол-пироксеновых, биотит-пироксеновых гнейсов и кристаллосланцев с подчиненными им слоями амфиболитов, гранат-пироксеновых, биотит-гранатовых гнейсов и мраморов. Мощность серии около 2000 м.

Луриканская серия (AR_2lr) выполняет одноименный блок, на юго-западе ограниченный Луриканским и другими разломами, а на севере и северо-востоке перекрытый терригенными отложениями рифея. Она была выделена в 1957 г. Н. С. Шпак. Характер стратиграфических соотношений с примыкающими с юго-запада толщами верхнего архея не ясен. В состав серии Е. П. Миронюк [27] включил выделенные П. А. Копыловым гивунскую и Г. Ю. Лагздиной геканскую свиты.

Гивунская свита ограниченно распространена в долине р. Уян. Она состоит из двух примерно равных по мощности (1200–1300 м) подсвет. Нижняя из них представлена неравномерно чередующимися пачками (от 30 до 110 м) пироксеновых, гранатовых гнейсов с прослоями амфиболитов и пироксеновых кристаллосланцев, верхняя – пачками мраморов, переслоенными пироксеновыми, амфибол-пироксеновыми гнейсами и кристаллосланцами, гранат-пироксеновыми гнейсами.

Геканская свита в стратотипе по р. Гекан, левому притоку р. Учур, по данным П. А. Копылова и Г. Ю. Лагздиной [27], имеет трехчленное строение. Нижняя часть ее (до 1500 м) представлена гранатовыми гнейсами с прослоями биотитовых и пироксеновых (гиперстеновых) гнейсов, средняя (до 800 м) – тоже в основном гранатовыми гнейсами с подчиненными им прослоями биотитовых, графитовых, иногда силлиманит- и кордиеритсодержащих гнейсов, пироксеновых кристаллосланцев и мраморов,

верхняя (до 1500 м) – гранатовыми гнейсами с прослоями биотитовых, пироксеновых, часто с графитом, кордиеритом и силлиманитом гнейсов, амфиболитов и пироксеновых кристаллосланцев.

Мощность луриканской серии в районе достигает 4000 м.

В процессе ГСР-200 и картосоставительских работ масштаба 1:1 000 000 [27] и 1:500 000 [316] **стратоны, входящие в хайканскую, нючинскую и луриканскую** серии, рассматривались в составе единого с тырканской серией раннеархейского гранулитового комплекса метаморфитов. Представления об их раннеархейском возрасте были закреплены решениями Четвертого ДВ МРСС [117]. В последующем эти серии были отнесены к позднему архею на основании противоречивых Sm-Nd датировок (2637–2137 млрд лет) [138, 450].

РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (КАРЕЛИЙ)

Раннепротерозойские образования известны в Улканском терригенно-вулканогенном прогибе, где они в составе одноименной серии представлены топориканской, улкачанской и элгэтэйской свитами [117] и предполагаются в Билякчанской системе блоков, где выделены в качестве нельбачанской серии [300].

Топориканская свита (PR_1^{tp}), начинающая разрез стратифицированных отложений Улканского прогиба, обнажена в его краевой западной части, где наиболее широкие ее выходы известны в верховьях р. Топорикан и на левобережье р. Учур между ручьями Учур-Элгэтэ и Старый. Стратотип свиты впервые описан Ю. Н. Гамалеем в 1960 г. в верховьях р. Топорикан [24]. Более детально разрез свиты изучен в процессе ГСР-50 [230].

Свита сложена в основном песчаниками, редко гравелитами, конгломератами и алевролитами. Она залегает с угловым несогласием на кристаллических образованиях Алдано-Станового щита, отделяясь от них корой выветривания гнейсов, гранитоидов и метагаббро мощностью до 35 м, и перекрыта улкачанской и элгэтэйской свитами [45]. Строение ее разреза довольно однообразно и выдержано по латерали. Повсеместно доминируют кварцевые песчаники, им подчинены полевошпат-кварцевые разности. Непосредственно на коре выветривания залегают белые горизонтально-грубослоистые гравийные и крупнозернистые кварцевые (до кварцитовидных) песчаники (до 95 м), которые вверх по разрезу постепенно сменяются мелко-среднезернистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками, белыми, реже светло-серыми и желтовато-серыми, горизонтальнослоистыми, реже линзовидно- и косослоистыми. Верхняя часть разреза (40–100 м) сложена желтовато-светло-серыми, зеленовато-серыми крупно-среднезернистыми и среднезернистыми горизонтально-, реже косослоистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками. Содержание полевых шпатов в них невелико – 5–10%. Гравелиты с гравием кварца и хорошоокатанными гальками кварцитов, гнейсов и метагаббро слагают линзы мощностью 3–5 м в основании свиты. Мелко-среднегалечные кварцевые конгломераты в виде линз и непротяженных (50–75 м) прослоев мощностью 0,5–5 м отмечаются в

верхней части разреза свиты. Здесь же присутствуют маломощные (0,1–0,3 м) линзы желтых алевролитов и светло-серых мелкозернистых полевошпат-кварцевых песчаников.

Мощность свиты не превышает 200 м.

Возраст топориканской свиты принимается раннепротерозойским на основании того, что она залегает на коре выветривания архейских пород кристаллического фундамента и **перекрывается без признаков углового несогласия** раннепротерозойскими терригенно-вулканогенными улкачанской и элгэтэйской свитами.

Улкачанский вулканический комплекс. Улкачанская свита (PR²ul) впервые выделена В. Е. Забродиным в 1964 г. [57, 22]. Позднее [210, 24, 149] нижняя ее часть относилась к топориканской свите, верхняя – к нижней подсвите элгэтэйской свиты. Как самостоятельная стратиграфическая единица она была введена в состав улканской серии на Четвертом ДВ МРСС [117].

Свита сложена в основном базальтоидами субщелочного и нормального рядов, которым подчинены терригенные и туфогенно-осадочные породы, и наиболее обнажена на северной периферии Улканского прогиба (бассейн рек Улкачан, Чумикачан, Чад), а также в центральной части прогиба (верховья р. Улкан), фрагментарно – в других частях. Она с резким угловым несогласием залегает на метаморфитах Батомгского выступа и Алдано-Станового щита и с размывом – на разные горизонты топориканской свиты [45].

В стратотипе свиты на водоразделе рек Улкачан и Чумикачан, изученном Ю. Н. Гамалеем [24] и уточненном В. А. Гурьяновым [45], на гнейсах батомгской серии залегают*: песчаники полимиктовые, гравелиты и конгломераты с многочисленными обломками базальтов, часто миндалекаменных – 20–30 м**; базальты миндалекаменные, порфириновые с маломощными (до 0,1 м) прослоями и линзами туффитов – 40 м; песчаники вулканомиктовые темно-зеленые с гальками порфириновых базальтов – 5 м; базальты и трахибазальты порфириновые, миндалекаменные серо-зеленые с прослоем (0,5 м) аркозовых песчаников – 75 м; туфопесчаники, в основании туфоконгломераты со слабоокатанными обломками базальтов – 5 м; базальты порфириновые, миндалекаменные серо-зеленые – 15 м; трахибазальты порфириновые красновато-лиловые – 20 м; песчаники полимиктовые крупно-среднезернистые серо-зеленые – 35 м; трахибазальты порфириновые красновато-лиловые, темно-коричневые – 35 м; туффиты серо-зеленые с мелкими обломками трахибазальтов – 10 м. Мощности свиты в этом разрезе 260–270 м. Выше следуют трахидациты элгэтэйской свиты.

Подобное строение разреза, выраженное в чередовании лавовых потоков и слоев осадочных и вулканогенно-осадочных пород, характерно для свиты повсеместно. В целом трахибазальты и базальты, имеющие между собой постепенные переходы, слагают около 70% объема свиты. С ними

*Здесь и далее разрезы стратифицированных образований приведены снизу вверх.

** В. А. Гурьянов [45] этот горизонт относит к топориканской свите, отмечая, что вышележащие вулканогенные образования залегают на нем с угловым несогласием. По его данным, обломочная фракция пород горизонта имеет кварцевый состав, присутствие обломков базальтов в нем им не подтверждено.

в средней части разреза ассоциируют андезибазальты (до 15% объема свиты), а в основании потоков, преимущественно в западной части прогиба, – лавобрекчии трахибазальтов и базальтов (5–10%). Мощность лавовых потоков в центральной части прогиба достигает 50–100, иногда 300 м. В восточной и центральной частях прогиба залегание потоков горизонтальное и субгоризонтальное (0–3°), в западной и южной – наклонное (20–30°) центриклинальное, а на юго-востоке (бассейн р. Ниман) – периклинальное (10–30°). Прослойки песчаников, туфопесчаников, конгломератов, туфоалевролитов, туффитов маломощные – до 5, редко 25 м, протяженность их до 1–2 км. Максимальная мощность свиты 750 м [45].

По петрохимическим характеристикам все базальтоиды улкачанской свиты относятся к породам калиево-натриевой серии субщелочного ряда и являются умеренноглиноземистыми. Они меланократовые, насыщены кремнеземом, характеризуются повышенными содержаниями титана, окиси железа, щелочей и пониженными – кальция и магния. Для трахибазальтов характерны высокие содержания окиси титана (до 3,42%). Темноцветными минералами базальтов являются авгит, редко ортопироксен, акцессорными – ильменит, титаномагнетит, апатит, циркон. Трахибазальты отличаются от базальтов присутствием мелкочешуйчатого бурого биотита, андезибазальты – псевдоморфоз зеленой роговой обманки по пироксенам.

Миндалины размером до 10 см (1–5, иногда до 30–50% объема породы) сложены кальцитом, халцедоном, кварцем, эпидотом, гематитом. Зональное расположение этих минералов и различная окраска создают своеобразный цветовой узор, что позволяет рассматривать их (миндалины) как камне-самоцветное сырье (проявление Красное). Иногда в центральных частях миндалин присутствуют мелкие (до 2 см) кристаллы сиреневого и фиолетового аметиста.

Субвулканические и жерловые образования комплекса представлены единичными дайками, некками массивных густопорфировых базальтов с пойкилоофитовой и офитовой основной массой и жерловиной, сложенной брекчиями трахибазальтов. Дайки мощностью до 5 м, протяженностью менее 250 м имеют северо-западное направление и прорывают архейские метаморфиты на западном обрамлении Улканского прогиба. Некки имеют округло-изометричную в плане форму диаметром до 250 м и выделяются в рельефе среди покровных фаций базальтов на южной периферии прогиба в виде куполовидных вершин. Фрагмент овальной в плане жерловины диаметром 400 м сохранился среди гранитоидов улканского комплекса в центральной части прогиба. Слагающие ее брекчии трахибазальтов интенсивно пропилитизированы, ороговикованы, насыщены оплавленными, дробленными кристаллами плагиоклазов и их обломками, реже обломками анортозитов и кварцевых песчаников [233, 230, 45]. На карте не отображены ввиду немасштабности.

Раннепротерозойский возраст улкачанской свиты принят по ее стратиграфическому положению в разрезе улканской серии между топориканской и элгэтэйской свитами. К-Аг возраст трахибазальтов, определенный по биотиту [210], – 1915 млн лет. Субвулканические тела отнесены к

улкачанскому комплексу по сходству состава слагающих их пород с породами покровных фаций этого комплекса.

Элгэтэйский вулканический комплекс. Элгэтэйская свита (PR_1^{2el}), выделенная В. С. Когеном, Ю. Н. Гамалеем и Н. Г. Аркус в 1960 г. [23], завершает разрез улканской серии и распространена в основном в западной части одноименного прогиба. Выходы пород свиты известны и в других частях Улканского прогиба – в эрозионных окнах и ксенолитах среди меловых вулканогенных и интрузивных образований в нижнем течении р. Магей и в бассейне р. Танчи, а также за его пределами – в тектоническом блоке среди субщелочных лейкогранитов Южноучурского массива. Свита несогласно залегает на улкачанской либо топорикинской свитах, а в краевых частях прогиба – на кристаллическом фундаменте. В ее составе доминируют трахириодациты, трахириолиты, трахидациты, их туфы, игнимбриты и лавобрекчии, которым подчинены базальты, трахибазальты, трахиандезиты и осадочные породы.

Наиболее представительный разрез элгэтэйской свиты изучен в процессе ГСР-50 [233] на юге Улканского прогиба в истоках рек Нимар, Улкан и в междуречье Нимар–Учур, где свита имеет трехчленное строение. Здесь в основании разреза нижнеэлгэтэйской подсвиты (620–640 м) залегает поток (40 м) мелкопорфировых темно-вишневых лавобрекчий трахириодацитов с редкими обломками базальтов подстилающей улкачанской свиты. Выше следует пачка (130–135 м) чередующихся потоков (50–60 м) афировых и мелкопорфировых темно-серых базальтов и слоев (10–12 м) полевошпат-кварцевых средне-мелкозернистых зеленовато-серых песчаников. Вышележащая часть разреза (440–470 м) сложена в основном трахириодацитами с пластами (10–13 м) туфоалевролитов в основании и верхах его. Среди трахириодацитов этого разреза в нижней части наблюдается поток (50 м) базальтов, быстро выклинивающийся по простиранию, в верхней – слой (2–5 м) мелкозернистых кварцевых песчаников. Среднеэлгэтэйская подсвита (710–750 м) на 80–85% представлена трахириодацитами с характерной «пятнистой» коричнево-красной окраской. В нижней части ее разреза среди трахириодацитов залегают два потока (50–55 м) базальтов, разделенных слоями (5 м) валунно-крупногалечных конгломератов, обломочный материал которых представлен базальтами, редко трахириодацитами, а заполнителем является грубозернистый вулканомиктовый песчаник, в верхней – поток (15 м) коричневых игнимбритов, риодацитов. В верхнеэлгэтэйской подсвите (более 270 м) нижняя часть разреза (65 м) сложена массивными афировыми и миндалекаменными базальтами, верхняя, более мощная (210 м) – ярко-красными крупнопорфировыми трахириодацитами и трахириолитами с эгирином – единственным темноцветным минералом [45]. Суммарная мощность свиты в этом разрезе 1610–1660 м. Она является максимальной в целом для свиты в Улканском прогибе.

По простиранию нижнеэлгэтэйской подсвиты к западу и северо-западу, вниз по течению р. Учур, потоки базальтов быстро выклиниваются. Здесь распространены менее мощные потоки трахиандезитов, андезибазальтов и андезитов, причем в основном в верхней части ее разреза. Трахириодациты фациально сменяются трахидацитами, в основании подсвиты отмечаются

песчаники, гравелиты и седиментационные брекчии, в разных частях ее разреза – туфы среднего и кислого состава. Мощность подсвиты в этом направлении, в основном за счет выклинивания базальтовых потоков, сокращается до 270–420 м. В северной части прогиба, в междуречье Улкан–Улкачан и в бассейнах рек Чад и Олдондо, состав нижнеэлгэтэйской подсвиты в целом мало отличается от типового, но в низах ее разреза здесь залегают мощные (до 150 м) пачки трахидацитов, часто с их лавобрекчиями в основании, а невыдержанные по простиранию потоки базальтов, иногда андезибазальтов и трахиандезитов тяготеют к верхней его части. Мощность подсвиты здесь не превышает 520 м. Вариации состава среднеэлгэтэйской подсвиты не столь существенны. В бассейнах рек Учур и Улкачан они заключаются в основном в фациальной смене трахириодацитов трахириолитами или их лавобрекчиями. Кроме того, в бассейне р. Улкачан в верхней части разреза появляются маломощные (1–2, редко до 25 м) потоки базальтов незначительной протяженности (1–1,5 км), чередующиеся со слоями (1–2,5 м) песчаников и конгломератов. С трахириолитами и трахириодацитами на отдельных участках ассоциируют их туфы и игнимбриды. Мощность среднеэлгэтэйской подсвиты, как и нижнеэлгэтэйской, на западе и севере прогиба сокращается до 300–400 м. Верхнеэлгэтэйская подсвита в междуречье Олдондо–Чад и на левобережье р. Учур сложена рибекитовыми и эгирин-рибекитовыми трахириолитами и трахириодацитами, по химизму и минеральному составу отвечающими соответственно комендитам и пантеллеритам, их игнимбридами и туфами трахириодацитов. В основании и верхней части разреза здесь залегают потоки базальтов, а мощность подсвиты достигает 750 м [45].

Субвулканические образования, комагматичные вулканитам элгэтэйской свиты, в западной части Улканского прогиба выделены в процессе ГСР-50 [233], в восточной части, в бассейне р. Алдома, – в процессе ГСР-200 [132, 36].

Трахириолиты ($\tau\lambda PR_1^2el$), трахириодациты ($\tau\lambda\zeta$), трахидациты ($\lambda\zeta$) слагают несколько крупных (площадью от 4 до 35, а в бассейне р. Алдома до 140 км²) и множество малых (внемасштабных) субвулканических тел, экструзивно-жерловых построек различной морфологии и даек, локализованных в осадочно-вулканогенных образованиях улканской серии и габброидах гекунданского комплекса. Их останцы встречаются и среди гранитоидов Улканского массива. Контакты интрузивных тел извилистые четко выраженные секущие либо параллельные напластованию вмещающих их вулканитов элгэтэйской и улкачанской свит. Залегание их меняется от субгоризонтального до субвертикального. Крупные тела в южной части Улканского прогиба сложены в основном трахириолитами, в центральной – трахириодацитами, в северной – трахидацитами. В центральных частях наиболее глубоко эродированных тел трахириолиты постепенно переходят в субщелочные лейкогранит-порфиры и субщелочные гранит-порфиры, в эндоконтактных зонах – в трахириодациты или трахидациты. В краевых частях интрузий иногда наблюдаются автомагматические брекчии трахириолитов. Последние отличаются от лав того же состава присутствием ксенолитов ассимилированных вмещающих пород и большим количеством

вкрапленников и кристаллокластов кварца и полевых шпатов. Наиболее кислые разновидности пород тяготеют к центральному частям субвулканических тел [233]. В восточной части Улканского прогиба, в бассейне р. Алдома, два субвулканических тела залегают среди архейских метаморфитов джанинской серии. Большая часть одного из них, вытянутого в субширотном направлении, слагает кровлю массивов ранне- и позднемеловых гранодиоритов. Сложены они в основном однородными трахириолитами, лишь на отдельных участках переходящими в субщелочные гранит-порфиры.

По внешнему облику породы, слагающие субвулканические тела, сходны между собой. Они имеют красную, розовую или коричневую, часто пятнистую окраску, преимущественно крупнопорфировую, реже афировую, мелкопорфировую структуру и микрофельзитовую, в трахидацитах участками микрогранобластовую и сферолитовую основную массу. Субщелочные гранит-порфиры отличаются микрогранитовой и микроаллотриоморфнозернистой структурой основной массы. Во вкрапленниках, кроме кварца и калишпата, присутствующих во всех разновидностях пород, в трахириодацитах появляется биотит, в трахидацитах – биотит, роговая обманка, изредка пироксен. Содержание кварца закономерно возрастает от единичных зерен в трахидацитах до 10–25% в трахириолитах и субщелочных гранит-порфирах. С увеличением содержания кварца возрастает количество калишпата – от 3 до 25%. По химическому составу для всех разновидностей пород, слагающих субвулканические тела, характерно повышенное по сравнению с породами нормального ряда количество щелочей (7,00–9,42%). Они близки к покровным аналогам элгэтэйской свиты, но отличаются от них повышенными содержаниями кремнезема, железа, марганца, калия и более низкими – титана, алюминия, магния, кальция, натрия.

Малые тела (площадью 0,01–1, иногда до 4 км²) представлены субвулканическими интрузиями более разнообразного (в т. ч. трахиандезитового) состава, жерловинами, экструзиями и дайками мощностью 1–10, редко до 40 м и протяженностью от 50 м до 1 км. Довольно многочисленны интрузии рибекитовых, эгирин-рибекитовых трахириолитов (комендитов) и трахириодацитов (пантеллеритов), щелочных гранит-порфиров, трахитов и щелочных сиенитов. Тела, сложенные щелочными породами, часто имеют форму штоков и силлов. Они, по мнению В. А. Гурьянова [45], прорывают как покровные и субвулканические фации трахириолитов и трахириодацитов элгэтэйского комплекса, так и гранитоиды улканского комплекса. Не исключено, что эти тела принадлежат к более позднему (постулканскому) комплексу.

Жерловины немногочисленны и отмечаются в основном на западном фланге Улканского прогиба. Они имеют округлую в плане форму и сложены лито-кристаллокластическими туффизитами трахириолитов и жерловыми брекчиями трахириодацитов и щелочных трахириодацитов, содержащими угловатые, реже оплавленные обломки (25–50% объема породы) трахириодацитов, базальтов, редко габброидов, анортозитов, метаморфитов и песчаников. Экструзии располагаются преимущественно в осевой

части прогиба и сложены автомагматическими брекчиями трахириолитов, трахириодацитов, комендитов, пантеллеритов и флюидално-полосчатыми пантеллеритами и комендитами. Им свойственны куполовидные формы рельефа диаметром в плане до 1 км. Дайки трахидацитов и трахиандезитов приурочены в основном к выходам нижеэлгэтэйской подсвиты. Преобладающее их количество имеет северо-западное простирание и крутые углы падения. Дайки трахириолитов и трахириодацитов крайне редки и пространственно ассоциируют с субвулканическими телами. Контакты их с вмещающими породами резкие секущие, в одних случаях субвертикальные, в других – пологие. Наиболее многочисленны дайки щелочных пород, сопровождающие штоки и силлы того же состава. Они имеют различную ориентацию, преобладают северо-восточная и северо-западная.

С субвулканическими и особенно с экструзивно-жерловыми образованиями комплекса связаны проявления редких земель, тантала, ниобия, урана и тория. Наиболее высокие концентрации этих элементов отмечаются в комендитах, пантеллеритах и их автомагматических брекчиях [45].

Для вулканитов элгэтэйской свиты имеются три изотопные U-Pb датировки по цирконам – 1840, 1721 и 1721 млн лет, две K-Ar по глаукониту – 1740 и 1620 млн лет и две Sm-Nd по цирконам – 1721 и 1687 млн лет [45]. В совокупности с данными о соотношениях свиты с раннепротерозойскими гранитоидами улканского комплекса и нижнерифейской бириндинской свитой, конгломераты которой с размывом залегают на вулканитах свиты и комагматичных им субвулканических образованиях, они свидетельствуют о карельском (улканском) возрасте элгэтэйского комплекса.

Н е л ь б а ч а н с к а я с е р и я ($PR_1^2?nl$) обнажена в междуречьях Комуй–Билякчан и Тотта–Северный Уй в трех тектонических блоках Билякчанской системы. Подстилающие ее образования неизвестны. Представлена она динамометаморфизованными вулканогенными и терригенными породами при преобладании на территории листа последних.

В междуречье Комуй–Билякчан видимая часть разреза (400 м) сложена в основном алевролитами, в результате динамометаморфизма превращенными в слюдяные сланцы. Им подчинены кварцитовидные песчаники. Последние включают потоки и линзы мощностью до 30 м рассланцованных базальтов и трахириолитов или риолитов [111].

В междуречье Тотта–Северный Уй, где большая часть выхода серии продолжается на прилегающую с востока территорию, в ее разрезе выделяются две части. В нижней части разреза (2000 м) преобладают крупно- и среднезернистые, иногда гравелистые светло-серые кварцитовидные полевошпат-кварцевые песчаники, чередующиеся через 150–500 м с зелеными алевролитами, в верхней (1500 м) – грубозернистые красноцветные, главным образом аркозовые песчаники с потоками (20–50 м) темно-зеленых миндалекаменных базальтов и лиловых или фиолетовых риолитов или трахириолитов [81].

В пределах территории листа мощность серии, вероятно, не превышает 3000 м.

Песчаники, алевролиты и вулканиты кислого состава большей частью рассланцованы, а в зонах разломов превращены в кварц-серицитовые

сланцы. Риолиты и трахириолиты распознаются по наличию реликтов первичных пород, в которых вкрапленники (10–15% объема породы) представлены дымчато-серым кварцем и микроклином, а основная масса микрофельзитовой или микропойкилитовой структуры состоит из кварца и калишпата. Базальты подверглись зеленокаменным изменениям – нередко до зеленых сланцев, представленных кварц-актинолитовыми и хлорит-актинолитовыми разностями.

Представления о возрасте нельбачанской серии дискуссионны. Образования, включенные в ее состав, в процессе ГСР-200 относились либо к раннему [111], либо к среднему (по современным представлениям – к позднему) протерозою и выделялись в качестве элгэтэйской свиты [132, 81]. В стратиграфической схеме докембрия юга Дальнего Востока, принятой Четвертым ДВ МРСС, она помещалась на уровень позднего архея [117]. Анализ геологических материалов, полученных в процессе ГСР-50 [168] и тематических исследований [78, 79], показывает, что по особенностям химического и петрографического состава пород, характеру разреза нельбачанская серия сопоставима с элгэтэйской свитой Улканского прогиба. Именно на этом возрастном уровне она и помещена в Учуро-Майской СЛ-200/2 [232] и в Легенде ДВ серии листов ГГК-1000/3 [462, 300].

ПОЗДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Позднепротерозойские образования широко представлены в разрезах Учуро-Майской плиты Сибирской платформы и Юдомо-Майской СФЗ Верхояно-Колымской складчатой системы, где они отнесены к раннему, среднему и позднему рифею и венду.

Ранний рифей. Уянская серия (RF₁*un*) объединяет бириндинскую, конкулинскую и адаргайскую свиты. В таком составе серия выделена Л. П. Карсаковым, В. А. Гурьяновым и М. В. Горошко [72] на юго-востоке Учуро-Майской плиты, где она с глубоким размывом и несогласием залегает на вулканогенно-терригенных образованиях Улканского прогиба, метаморфитах Алдано-Станового щита и Батомгского выступа и сложена в основном песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами, доломитами, субщелочными базальтами.

Залегаящая в основании уянской серии бириндинская свита впервые выделена В. Е. Забродиним [57] на правобережье р. Учур. Она протягивается в широтном направлении от долины нижнего течения р. Уян в междуречье Учур–Маймакан и далее на восток в бассейн р. Батомга. От подстилающих пород кристаллического фундамента и элгэтэйской свиты ее отделяет литифицированная кора выветривания мощностью до 40 м. В. А. Гурьяновым [45] описана предбириндинская кора выветривания на правобережье р. Топорикан. Она здесь представлена (снизу вверх): дезинтегрированными трахириодацитами – 2,5 м; дресвяниками – 0,5 м; аргиллитами с многочисленными включениями дресвы – 1,1 м; однородными аргиллитами – 0,8 м.

Типовой разрез свиты, изученный в междуречье Учур–Улкан, на правом берегу р. Топорикан [72, 45], начинается 50-метровый базальный горизонт, сложенный переслаивающимися (через 10–50 см) мелко- и среднегалечными конгломератами, реже гравелитами, песчаниками, алевролитами. Хорошоокатанный гравийно-галечный материал, количество которого варьирует в широких пределах (25–75%), представлен плагиогнейсами, гранитогнейсами, кристаллическими сланцами, кварцем, кварцевыми песчаниками, кварцитами. В основании горизонта отмечаются валунно-галечные конгломераты с валунами и гальками трахириодацитов, трахириолитов, метабазальтов. Заполнителем конгломератов являются грубозернистые полевошпат-кварцевые песчаники, участками переходящие в гравелиты. Выше по разрезу залегает пачка (30 м) переслаивающихся (через 5–10 см) мелко- и среднегравийных красноцветных гравелитов с грубозернистым полевошпат-кварцевым песчаниковым заполнителем, включающим редкие гальки молочного-белого кварца. Ее сменяет пласт (50 м) полевошпат-кварцевых средне-крупнозернистых грубослоистых вишнево-серых песчаников, в нижней части иногда содержащих гальки кварца, трахириодацитов и мелкозернистых песчаников, в верхней – невыдержанные прослои песчаных алевролитов мощностью до 0,5 м. На этой терригенной части разреза суммарной мощностью более 130 м залегает мощная (195 м) пачка чередующихся потоков (17–34 м) субщелочных базальтов и субщелочных лейкобазальтов и слоев (0,2–2 м) полевошпат-кварцевых мелко- и среднезернистых песчаников. Базальтоиды – оливиновые афировые темно-серые или зеленовато-серые, в низах разреза вишнево-серые породы, в средней части разреза порфиновые, в кровле потоков пузыристые и миндалекаменные. Лейкократовые их разности обычно тяготеют к верхам разреза. По химическому составу они относятся к калиево-натриевой серии и отличаются пониженным содержанием окиси титана и повышенной железистостью. Для них характерны повышенные концентрации бериллия, урана, тория и очень низкие – кобальта, никеля, цинка.

Полная мощность бириндинской свиты в типовом разрезе на правом берегу р. Топорикан 325 м. В бассейне р. Улкан за счет большей мощности потоков базальтоидов она возрастает до 380 м. Севернее, в бассейне верхнего течения р. Чумикан, и восточнее, в бассейнах рек Маймакан и Батомга, видимая мощность свиты варьирует от 130 до 300 м. Наблюдаемые здесь разрезы ее хорошо коррелируются с типовым разрезом. Лишь местами в нижних частях выше базального горизонта наблюдаются прослои (1–3 м) конгломератов и потоки (мощностью до 35 м при протяженности до 3 км) субщелочных базальтов [45]. На западе, в бассейне р. Уян, свита выклинивается. На правом берегу р. Уян максимальная мощность разреза, представленного чередующимися слоями песчаников и гравелитов (1–24 м) и потоками базальтоидов (9–49 м), не превышает 140 м. На левобережье р. Уян она быстро убывает за счет выпадения из разреза потоков базальтоидов и составляет 5–10 м [149].

Слагающая среднюю часть разреза уянской серии конкулинская свита выделена в 1956 г. В. Р. Алексеевым и Н. С. Шпак [59] в бассейнах рек Верхняя и Нижняя Конкули. В процессе последующих ГСР-200 ее

отложения включались в состав нижней части гонамской свиты учурской серии. Свита трансгрессивно залегает на коре выветривания (мощностью до 1,2 м) базальтоидов бириндинской свиты, а в бассейнах рек Верхняя и Нижняя Конкули, Муналы, Саргатта, Амуликан и на левобережье р. Учур между устьями рек Аян и Улкан – с угловым несогласием на коре выветривания (мощностью до 10 м) пород кристаллического фундамента.

Сводный представительный разрез конкулинской свиты мощностью 960 м изучен на левобережье нижнего течения р. Уян: верхняя его часть (504 м) по керну и береговым обнажениям р. Муналы, нижняя (456 м) – по коренным выходам в бассейне рек Верхняя Конкули, Саргатта, Эллага-Эльге и руч. Адаргай [149, 45]. Здесь на неровной поверхности коры выветривания пород кристаллического фундамента последовательно залегают: гравелиты розовато- и буровато-серые, по простиранию и вверх по разрезу переходящие в кварцевые и полевошпат-кварцевые, иногда гравелистые средне- и крупнозернистые песчаники с включениями хорошоокатанных галек кварца, кварцитовидных песчаников, пород коры выветривания, редко базальтоидов и гнейсовидных гранитоидов, в основании и в верхней части разреза с линзами (от 1,5 до 6 м) мелкогалечных конгломератов – 105 м; песчаники, в низах (15 м) кварцевые средне-мелкозернистые, выше аркозовые крупно-среднезернистые красноцветные, на поверхностях напластования со следами волноприбойной ряби и с трещинами усыхания – 65 м; тонкопереслаивающиеся кирпично-красные алевролиты, аргиллиты и песчаники – 30 м; грубопереслаивающиеся крупно- и среднезернистые с единичными гальками кварца аркозовые красноцветные песчаники, содержащие редкие прослой алевролитов, аргиллитов и мелкозернистых косослоистых песчаников – 325 м; песчаники полевошпат-кварцевые мелко-среднезернистые серо- и красноцветные с прослоями (1–30 см) красных алевролитов и аргиллитов, в верхах (35 м) с включениями линзовидных и угловатых обломков тех же алевролитов и аргиллитов и с прослоями косослоистых песчаников – 285 м; песчаники средне-мелкозернистые и среднезернистые, преимущественно полевошпат-кварцевые, коричневатосерые, в верхах мелкозернистые с прослоями и обломками красных и бурых алевролитов и аргиллитов – 75 м; песчаники полевошпат-кварцевые крупнозернистые красноцветные – 20 м; песчаники полевошпат-кварцевые мелкозернистые розовые и сиреневые с тонкими прослоями и обломками красных и вишнево-серых алевролитов и аргиллитов, в подошве с прослоями мощностью 2,5 м вишнево-серых алевролитов – 15 м; песчаники полевошпат-кварцевые, в нижней части крупно-среднезернистые сероцветные с линзами красных алевролитов, в верхней – средне-мелкозернистые преимущественно красноцветные с примесью карбонатного материала и барита в цементе – 40 м. Выше залегает карбонатно-терригенная пачка адаргайской свиты.

На других участках распространения конкулинской свиты нижнюю часть разреза слагают также гравелиты, конгломераты и разнозернистые песчаники с включениями галек, верхнюю – преимущественно средне-мелкозернистые песчаники с редкими маломощными (иногда до 3 м) прослоями алевролитов и аргиллитов и изредка с включениями галек, но

мощность разреза значительно уменьшается. Так, в междуречье Уян–Учур и в бассейне р. Нижняя Конкули она варьирует от 240 до 500 м, резко сокращаясь в северо-западном направлении, в долине р. Гекан, – до 80 м, в бассейне р. Амуликан не превышает 200 м, в бассейне р. Маймакан составляет 110–170 м, а в бассейне р. Чумикан – около 30 м [45].

Верхи уянской серии представлены терригенно-карбонатной адаргайской свитой, впервые выделенной Л. П. Карсаковым, В. А. Гурьяновым и М. В. Горошко [72] на ограниченных участках левобережья нижнего течения р. Уян и левобережья верхнего течения р. Гекан. Ее стратотип изучен по керну скважин в бассейне руч. Адаргай и обнажениям в долине р. Муналы (левобережье р. Уян). Здесь на бледно-розовых и сиреневых песчаниках конкулинской свиты согласно залегают [72]: тонкопереслаивающиеся (через 0,5–2 см) светло-серые, желтовато-серые алевроитовые песчаники, кварц-полевошпатовые песчаники и алевролиты с доломитовым, глинисто-серицит-кварц-полевошпатовым, в низах разреза с кремнисто-карбонатным цементом при преобладании песчаников в верхах разреза – 7,5 м; доломиты строматолитовые, реже оолитовые с тонкими прослоями песчаников и алевролитов – 6,5 м; алевролиты тонкослоистые темно- и светло-серые с глинисто-кварц-гидрослюдисто-полевошпатовым цементом – 9 м; переслаивающиеся светло-серые пелитоморфные, оолитовые и песчаные доломиты – 15 м; песчаники полевошпат-кварцевые средне-мелкозернистые светло-серые косослоистые с редкими тонкими (до 1 см) прослойками алевролитов – 7 м; переслаивающиеся (через 2,5 м) строматолитовые и песчаные светло-серые доломиты при преобладании в низах разреза песчаных доломитов – 13 м; алевролиты тонкослоистые серые с доломитовым цементом, в низах разреза с прослоями (до 3,5 м) кварц-полевошпатовых мелкозернистых песчаников с доломитовым цементом – 12,5 м; песчаники кварц-полевошпатовые мелкозернистые светло-серые слоистые с доломитовым цементом, в основании разреза слой алевроитовых песчаников (3 м) – 7,5 м; алевролиты слоистые пепельно-серые с доломитовым цементом, в низах разреза (4,5 м) доломиты песчаные с тонкими прослоями алевролитов – 11,5 м; переслаивающиеся оолитовые и песчаные светло-серые доломиты при преобладании в верхней части разреза оолитовых доломитов – 8,5 м; доломиты светло-серые, в нижней части разреза (6,5 м) песчаные, в верхней строматолитовые – 14 м; доломиты песчаные, реже пелитоморфные – 8 м. Выше залегают конгломераты, отнесенные Л. П. Карсаковым [72] к гонамской свите. Полная мощность адаргайской свиты по разрезу 120 м.

Суммарная мощность уянской серии колеблется от 360 до 1100 м [45].

Возраст уянской серии принимается раннерифейским по стратиграфическому положению между предбириндинской корой выветривания с Rb-Sr датировками аутигенных минералов 1670 ± 40 млн лет [45] и учурской серией, охарактеризованной раннерифейскими органическими остатками.

Следует отметить, что уянская серия, включенная в Легенду Дальневосточной серии листов [462, 300], ранее на Государственных геологических картах не выделялась. На этапе ГСР-200 и последующих картосоставительских работ масштабов 1 : 500 000 [316] и 1 : 1 000 000 [27] эти

отложения включались в состав учурской серии, картируемыми подразделениями которой являются бириндинская, гонамская, омахтинская и эннинская свиты [117].

Учурская серия (RF₁u^с) обнажена в основном на юге Учуро-Майской плиты, где налегает на разные горизонты уянской серии и железисто-гидрослюдистую кору выветривания метаморфических образований Южно-Алданской системы блоков Алдано-Станового щита. Под названиями «учурская свита», «учурская серия (учурский отдел)» она известна с 1946 г. [156]. Серия представлена песчаниками, доломитами, алевролитами, алевролитовыми песчаниками, редко конгломератами, гравелитами, иногда аргиллитами и известняками трех свит – гонамской, омахтинской и эннинской.

Нижняя часть учурской серии, представленная гонамской свитой, имеет преимущественно терригенный состав с резко подчиненной ролью доломитов. Стратотип свиты находится на прилегающей с запада территории, на правобережье р. Учур вблизи устья р. Гонам [124]. На территории листа наиболее представительный ее полойный разрез изучен на левом борту долины р. Муналы, где на песчаных доломитах адаргайской свиты залегают [72]: конгломераты вишнево-красные с гальками (1–5 см) и валунами (до 15 см) кварца, кварцитовидных и окремненных песчаников, серых песчаных и волнистослоистых водорослевых доломитов, красных гранитов и гранито-гнейсов, кирпично-красных кор выветривания и с песчаным заполнителем на железистом хлорит-гидрослюдистом, кварц-полевошпат-доломитовом базальном цементе – 9,5 м; гравелиты полимиктовые вишнево-красные – 4,5 м; песчаники кварц-полевошпатовые средне-мелкозернистые темно-красные и коричневые, с доломитовым цементом, в низах разреза песчаники грубозернистые с прослоями (до 0,4 м) розовато-серых песчаных и пелитоморфных доломитов – 9,5 м; песчаники алевролитовые полевошпат-кварцевые сургучно-красные с прослоями (0,1–0,3 м) розовато-серых песчаных и пелитоморфных доломитов – 6,5 м; песчаники полевошпат-кварцевые мелкозернистые темно-вишневые слоистые с тонкими (1–2,5 см) прослоями коричневых алевролитов – 6,5 м; переслаивающиеся светло-вишневые и сургучно-красные алевролиты с железисто-глинистым и полевошпат-кварцевым цементом – 6,5 м; доломиты пелитоморфные розовато-серые – 5 м; песчаники полевошпат-кварцевые средне-мелкозернистые, грубослоистые с прослоями темно-вишневых алевролитов и алевролитовых песчаников – 15 м; алевролиты тонкослоистые сургучно-красные и темно-вишневые – 9 м; доломиты песчаные розовато- и желтовато-серые с тонкими (до 1 см) прослоями алевролитов – 2 м; песчаники алевролитовые, полевошпат-кварцевые сургучно-красные и коричневые, слоистые с редкими прослоями (0,5–1,5 м) мелкозернистых песчаников – 11 м; доломиты пелитоморфные желтовато-серые, полосчатые с тонкими (до 2 см) прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников – 3,5 м; алевролиты темно-вишневые с прослоями алевролитовых песчаников – 6 м; песчаники алевролитовые сургучно-красные, темно-вишневые слоистые с прослоями (до 10 см) полевошпат-кварцевых мелкозернистых красно-коричневых песчаников – 6,5 м; песчаники полевошпат-кварцевые, мелкозернистые красно-коричневые, грубослоистые с прослоями (до 10 см) алевролитовых

песчаников – 11,5 м; алевролиты темно-вишневые тонкослоистые – 6 м; песчаники полевошпат-кварцевые мелкозернистые красновато-коричневые с тонкими (до 2 см) прослоями темно-вишневых алевролитов и желтовато-серых доломитов – 8 м; песчаники алевролитовые темно-вишневые и розовато-красные слоистые с прослоями (1–2,5 м) алевролитов – 6 м; алевролиты темно-красные тонкослоистые – 6 м. Выше залегают доломиты омахтинской свиты. Полная мощность гонамской свиты в этом разрезе 139,5 м.

Подобные особенности разреза, выраженные в чередовании слоев мелкозернистых песчаников, алевролитовых песчаников и доломитов при наличии в базальных конгломератах, налегающих на кору выветривания пород кристаллического фундамента, галек доломитов, исходящих из соответствующих пород полностью размытой адаргайской свиты, наблюдается и по простиранию свиты на северо-восток на правобережье р. Учур. Для терригенных пород здесь также характерен в основном доломитистый цемент. В них присутствуют псевдоморфозы по кристаллам каменной соли и зерна глауконита. Доломиты, наряду с отдельными слоями мощностью до 9 м, слагают пачки (9–13 м) тонкого переслаивания с алевролитами. За счет них мощность свиты возрастает до 175 м [72]. Далее на север и северо-восток в междуречье Учур–Чайдах–Онне–Большой Аим обнажены лишь фрагменты верхней части свиты, сложенные (по наблюдениям в глыбовых развалах и осыпях) средне- и мелкозернистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками красно-бурой, розовой, желтовато-розовой окраски с прослоями буро-красных, коричневых, реже темно-серых алевролитов, иногда аргиллитов и мергелистых известняков [83].

В юго-западной части территории листа в междуречье Амуликан–Тырган видимая мощность гонамской свиты с востока на запад увеличивается от 250 до 340 м. Здесь выше маломощного (первые метры) базального горизонта красноцветных и сероцветных мелкогалечных конгломератов, залегающих на породах кристаллического фундамента и песчаниках конкулинской свиты и переходящих по простиранию в разнозернистые песчаники с многочисленными включениями галек кварца и красных гранитов, появляется пачка (мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров) красно-бурых песчаных алевролитов с редкими прослоями доломитов и песчаников. В алевролитах этой пачки присутствуют включения обломков доломитов. В залегающей на ней пачке мощностью более 150 м розовые и желтовато-серые мелкозернистые полевошпат-кварцевые песчаники в низах (16–35 м) расслоены алевролитами (0,1–0,6 м), доломитами (до 1,2 м) и редко аргиллитами. Прослой оолитовых и водорослевых доломитов отмечаются и выше по разрезу, причем количество их резко возрастает в верхней части пачки. Песчаники иногда содержат уплощенные гальки алевролитов и зерна глауконита [148].

В водорослевых доломитах гонамской свиты на правобережье р. Тырган у устья р. Дыгамкан А. Г. Вологдиным и И. А. Дроздовой определены строматолиты *Gonamophyton ovale* Vologd., *Paleochoroglosa nelcanica* Vologd., *Nelcanella radians* Vologd. et Drosdova, *Protofischerella stellata* Vologd. Последний вид А. Г. Вологдиным сопоставлялся с *Jatuliana furcata* из среднего протерозоя Карелии. *Nelcanella radiana* Vologd., по

определению В. В. Забродина, принадлежит к онколитам группы *Radiosus*. Им же в доломитах на левобережье р. Тыркан в районе горы Кысыл-Хайа определены *Radiosus tenebricus* Z. Zhur., а З. А. Журавлевой – *Osagia libidinosa* Z. Zhur., характерные для раннего рифея. Абсолютный возраст гонамских отложений в бассейне р. Учур, определенный по глаукониту, составляет 1540–1500 млн лет [148].

Средняя часть учурской серии, представленная омахтинской свитой, согласно залегающей на гонамской, отличается существенно карбонатным составом. Ее нижней границей является подошва первого выдержанного по простиранию горизонта доломитов. Сводный разрез свиты в бассейнах рек Гекан, Чайдах и Онне имеет следующее строение [151]: переслаивающиеся доломиты строматолитовые и пелитоморфные (1–7 м), песчаники, алевролиты и аргиллиты (в слоях мощностью по 0,15–1 м) – 12 м; переслаивающиеся доломиты строматолитовые, волнистослоистые и хемогенные массивные с прослоями (1–1,5 м) алевролитов и аргиллитов – 56 м; доломиты известковистые с прослоями кварц-полевошпатовых песчаников – 20 м; доломиты строматолитовые с прослоями оолитовых и псевдооолитовых известковистых доломитов – 10 м; доломиты хемогенные, переслаивающиеся с доломитами водорослевыми, известковистыми, прослой (1–1,5 м) оолитовых известковистых и песчаных доломитов – 60 м; доломиты пелитоморфные, массивные, часто известковистые и песчаные с частыми прослоями оолитовых известковистых доломитов (1–1,5 м) и единичными прослоями (2–3 м) известковистых песчаников – 65 м; песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые средне- и крупнозернистые, иногда глауконитсодержащие, тонкопереслаивающиеся с пелитоморфными, редко строматолитовыми доломитами – 60 м; песчаники кварцевые тонкозернистые с трещинами усыхания на поверхности напластования, с прослоями пелитоморфных доломитов – 60 м. Мощность этого разреза составляет 343 м. Такое строение в целом выдержано на всей площади распространения свиты и отвечает ее стратотипу в бассейне р. Гонам на сопредельной с запада территории. Лишь севернее, в бассейне р. Большой Аим, в различных частях разреза появляются прослой (до 2 м) доломитовых известняков [83]. Мощность омахтинской свиты уменьшается от 300–360 м в бассейнах рек Тыркан и Учур до 220–270 м в бассейне р. Большой Аим.

В доломитах омахтинской свиты в среднем течении р. Тыркан И. А. Дроздовой, А. Г. Вологиным и В. В. Забродиным определены сине-зеленые водоросли *Vesicularia jacutica* Vologd., онколиты *Radiosus tenebricus* Z. Zhur., катаграфии *Vesicularites votundus* Z. Zhur., характерные для раннего рифея. Радиологический возраст омахтинских отложений в бассейне р. Учур, определенный по глаукониту, составляет 1400–1398 млн лет [148].

Терригенные отложения, без видимого несогласия залегающие на доломитах омахтинской свиты, отнесены к эннинской свите, завершающей разрез учурской серии. Они занимают небольшие участки на водоразделах левобережья р. Тыркан и междуречья Учур–Гекан. В основании разреза (5–25 м) повсеместно залегают песчаники светло-серые кварцевые, преимущественно средне-мелкозернистые, иногда переходящие в крупнозернистые и гравелистые с плохоокатанным гравием кремнистых пород и

доломитов. Изредка среди песчаников встречаются прослои (до 20 см) зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов, а в низах пачки – песчаных доломитов. На левобережье р. Тыркан разрез наращивают слоистые мелкозернистые песчаники, в нижней части (10–15 м) на карбонатном цементе с единичными прослоями пелитоморфных доломитов, содержащих онколиты *Radiosus tenebricus* Z. Zhur., в верхней (около 30 м) – с тонкими прослоями светло-серых и зеленоватых алевролитов [148]. В междуречье Учур–Гекан на средне-крупнозернистых песчаниках нижней части свиты залегают алевролиты зеленовато-серые, горизонтально- и косослоистые мощностью от первых метров до 90 м с прослоями (0,1–0,5 м) серовато-зеленых аргиллитов и мелкозернистых песчаников [151]. Мощность эннинской свиты колеблется от 55 до 120 м.

Мощность учурской серии варьирует в пределах 400–800 м.

На раннерифейский возраст серии указывают приведенные выше определения строматолитов и онколитов, обнаруженных в доломитах всех трех свит, и радиологические датировки по глаукониту в песчаниках гонамской и омахнинской свит.

Б и л я к ч а н с к а я с е р и я (RF₁*bl*) выделена в одноименной системе тектонических блоков, протягивающейся в субмеридиональном направлении из верховьев р. Архай через бассейн рек Большой и Малый Комуй в междуречье Северный Уй–Тотта в пределах Верхояно-Колымской складчатой системы. Ее соотношения с подстилающими образованиями на территории листа тектонические. По данным, полученным на прилегающей с востока территории [168], предполагается, что она с размывом налегает на образования нельбачанской серии.

Серия представлена динамометаморфизованными породами в составе трех толщ [111]. В основании видимого разреза нижней толщи в верховьях р. Малый Комуй залегают метаконгломераты (80 м) с хорошоокатанными уплощенными гальками и валунами (15–20 см) микрокварцитов, зеленокаменных пород, яшмоидов и песчано-гравийным заполнителем. Выше следуют сиреневые кварцевые метапесчаники (400 м) с линзами (0,5–1 м) зеленых метаалевролитов, мелкогалечных метаконгломератов, изредка светло-бурых доломитов. Верхнюю часть (520 м) разреза нижней толщи составляют зеленые метаалевролиты с пластом (120 м) метапесчаников. Севернее, в междуречье Северный Уй–Тотта, разрез нижней толщи такой же мощности (1000 м) сложен красными и красновато-серыми метапесчаниками: в нижней части с включениями галек (до 3 см) молочно-белого кварца, в верхней – с прослоями зеленовато-серых метаалевролитов (до 50 м) и песчаников с гематитовым цементом (1–3 м). Средняя толща (500 м) как в бассейне р. Малый Комуй, так и в междуречье Северный Уй–Тотта представлена белыми, зеленовато- и светло-серыми метапесчаниками, ритмично переслаивающимися с темно-серыми и темно-зелеными метаалевролитами и филлитами. Верхняя толща видимой мощностью 1300 м сложена чередующимися пластами таких же, как и в средней толще, метаалевролитов (100–170 м) и метапесчаников (25–70 м).

Породы, слагающие биякчанскую серию, неравномерно катаклизированы, рассланцованы и милонитизированы. Цемент песчаников

регенерационный кварцевый, часто ожелезненный, в результате динамометаморфизма обычно превращенный в кварцевый милонит с новообразованиями мусковита, серицита и хлорита, иногда гематитовый или кварц-гематитовый. Базальный цемент рассланцованных метаалевролитов имеет вторичный кварц-хлорит-серицит-актинолитовый, кварц-серицитовый или кварц-серицит-хлоритовый состав.

Общая мощность серии оценивается в 2800 м, но она, вероятно, завышена из-за трудностей распознавания складчатых дислокаций.

С гематитсодержащими песчаниками в нижней части серии связаны проявления железа.

Возраст билакчанской серии был принят на Четвертом ДВ МРСС [117] раннепротерозойским и отражал в основном точку зрения В. С. Когена и др. [78]. В результате ГСР-200 [28, 111] и ГСР-50 [168] установлено, что породы серии в разной степени тектонизированы и в них проявлены структурно-петрографические признаки первичных осадочных пород. По составу последних и характеру разрезов она сопоставима с раннерифейской учурской серией Учуро-Майской плиты [45].

Средний рифей. А и м ч а н с к а я с е р и я (RF₂am) объединяет майльскую и челасинскую свиты, впервые выделенные Ю. К. Дзевановским [49] в бассейнах рек Маиль и Челасин и распространенные как в Юдомо-Майской СФЗ Верхояно-Колымской СС, так и в Учуро-Майской плите Сибирской платформы [116]. Ранее входящие в нее образования относились либо к учурской [153, 5], либо к майской [68, 131] сериям. В стратиграфической схеме, принятой Четвертым ДВ МРСС [117], в Юдомо-Майской СФЗ вместо этих свит аимчанская серия включала талынскую и светлинскую свиты, стратотипы которых находятся на севере Юдомо-Майской СФЗ за пределами территории листа О-53 и которые, по данным В. И. Сухорукова [432] и А. И. Старникова [133], в южную часть этой зоны не распространяются.

Аимчанская серия несогласно залегает на архейских метаморфитах батомгской серии, плагиогранитах хоюндиного и лейкогранитах тыгыматского комплексов и трансгрессивно перекрывается среднерифейской керпыльской серией. Для ее нижней части (майльская свита) характерен терригенный состав, для верхней (челасинская свита) – преимущественно карбонатный, а в целом для серии – резкое увеличение мощности в восточном направлении: от 100–380 м в Учуро-Майской плите до 1600–2000 м в Юдомо-Майской СФЗ.

Майльская свита представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, редко кремнистыми породами, гравелитами, доломитами. В Юдомо-Майской СФЗ наиболее полный ее разрез наблюдался на юго-западе Кыллахской подзоны в верховьях р. Большая Джагганда, где на гнейсах и плагиогранитах Батомгского выступа залегают [131]: песчаники кварцевые белые, реже розовые, в основании – с глауконитом, линзами гравелитов и рассеянными гальками кварца, кремнистых пород, песчаников и гнейсов – 150 м; алевролиты и аргиллиты черные с маломощными (до 0,1 м) прослоями, а в средней части с пластом (12 м) кварцевых песчаников – 180 м; песчаники кварцевые желтые ожелезненные, в средней части разреза с

пачкой (100 м) темно-серых и вишнево-красных алевролитов, аргиллитов и тонкоплитчатых песчаников – 550 м; переслаивающиеся (через 15–30 м) тонкоплитчатые кварцевые песчаники и зеленовато-серые алевролиты (мощность слоев последних увеличивается вверх по разрезу) – 300 м. Мощность свиты в этом разрезе 1180 м.

Такой характер строения свиты* при ее мощности 800 м сохраняется и в юго-восточной части Кыллахской и на юге Сетте-Дабанской подзон в междуречье Северный Уй–Тотта и на левобережье р. Малый Комуи [111]. Здесь также преобладают мелко- и среднезернистые кварцевые песчаники с пластами (20–40 м) алевролитов и линзами (1–2 м) кварцевых гравелитов, а в верхней части разреза (130 м) они переслаиваются (через 20–50 м) с алевролитами. Среди песчаников в средней части разреза присутствуют линзы их железистых разностей и аргиллитов. На правобережье р. Северный Уй, где верхи свиты сложены в основном алевролитами с прослоями песчаников и аргиллитов, отмечается пласт (3–5 м) серых водорослевых доломитов с *Colonnella kyllachii* Schap., *Kussiella kussiensis* (Masl.), *Svetliella svetlica* Schap., *Sv. tottuica* Kom. et Semikh., *Omachtenia omachtensis* Nuzhn.

В Учуро-Майской плите разрез майльской свиты наибольшей мощности (200 м) наблюдался в бассейне рек Айкидон и Одола (правые притоки р. Маймакан), где задокументировано чередование пластов (20–40 м) преимущественно мелко-, редко среднезернистых кварцевых песчаников и кварц-полевошпатовых алевролитов. В алевролитах верхней части разреза отмечаются прослои (первые метры) оолитоподобных вишнево-серых кремнистых пород и аргиллитов, а в песчаниках – их железистых разностей [5]. Западнее, на левобережье р. Чумикан, на метаморфитах батомгской серии в разрезе мощностью до 80 м снизу вверх залегают [153]: песчаники мелкозернистые кварцевые с тонкими прослойками черных окремнелых аргиллитов – 15 м; кремнистые породы черные и коричнево-красные нечеткослоистые – 10–12 м; алевролиты и кремнистые породы, иногда слоистые, послойно обогащенные зернами глауконита и с единичными конкрециями (до 20 см в поперечнике) розовато-зеленого и белого халцедона – 5–7 м; песчаники полевошпат-кварцевые и алевролиты крупноалевритовые – около 46 м. Далее в западном и северо-западном направлениях свита выклинивается [479].

Челасинская свита представлена преимущественно доломитами, которым подчинены алевролиты и песчаники, редко кремнистыми породами, аргиллитами, известняками и конгломератами. Ее стратотипический разрез изучен С. В. Потаповым [111] в восточной части Юдомо-Майской СФЗ в бассейне р. Челасин. Здесь челасинская свита** согласно залегают на майльской и расчленена на три подсвиты. Разрез нижней подсвиты (450 м) в основном доломитового состава слагают: доломиты, ритмично через 0,3–0,4 м переслаивающиеся с водорослевыми доломитами, в которых определены *Svetliella tottuica* Kom. et Semikh. и *Colonnella kyllachii* Schap.,

*С. В. Потапов [111] именовал ее «таланской».

**С. В. Потапов [111] именовал ее «светлинской».

и с зеленовато-серыми алевролитами – 20 м; доломиты темно-серые с прослоями и линзами (до 0,15 м) серых и черных кремнистых пород, в кровле с пластом (1,5 м) водорослевых доломитов – 180 м; доломиты «искристые» с прослойками (до 1 см) черных кремнистых пород – 250 м. Средняя подсвита имеет терригенный состав. Ее разрез (400 м) сложен: алевролитами темно-серыми с прослоями (0,5–1,5 м) аргиллитов – 120 м; песчаниками кварцевыми тонкоплитчатыми – 80 м; алевролитами зеленовато-серыми, внизу с прослоями (5–10 м) мелкозернистых песчаников, вверху (50 м) – известковистыми с прослоями (до 2 м) темно-серых аргиллитов – 200 м. Верхняя подсвита (350 м) представлена доломитами, в средней части (100 м) водорослевыми с *Kussiella kussiensis* (Masl.), *Conophyton gagranicus* Кор., *Svetliella svetlica* Schap., содержащими прослойки (до 0,1 см) темно-серых кремнистых пород. Мощность свиты в стратотипической местности достигает 1200 м. На юго-западе Юдомо-Майской СФЗ в междуречье Игникан–Эльгекан она сокращается до 390 м. Нижняя (250 м) и верхняя (80 м) части свиты здесь также доломитовые, а средняя (60 м) представляет собой пачку тонкого переслаивания слоистых алевролитов и мелкозернистых песчаников [68].

В Учуро-Майской плите челасинская свита имеет несколько иное строение и небольшую мощность. В междуречье Маймакан–Батомга она согласно залегает на маильской свите и состоит из однородных серых и розовато-серых доломитов с линзами, желваками, конкрециями и тонкими прослойками черных, серых и светло-коричневых кремнистых пород. В низах разреза отмечаются прослои (до 0,5 м) обломочных и оолитовых, иногда строматолитовых доломитов. Мощность свиты здесь 160–180 м. Западнее, на левобережье рек Маймакан и Чумикан, в основании доломитового разреза наблюдается маломощный (до 1 м) невыдержанный по простиранию слой крупноалевритовых алевролитов, а в верхней части – прослои светло-серых кремнистых пород, иногда слюдистых алевролитов. Мощность свиты уменьшается в западном направлении от 60 до 10 м [5, 153]. В обломочных доломитах установлены катаграфии *Vesicularites* sp., в оолитовых – онколиты *Osagia* Twenh., *Asterosphaeroides* Reitl., в строматолитовых – *Colonnella* cf. *discreta* Kom.

Севернее, в бассейне р. Ичас, под керпыльской серией скв. № 2 в интервале глубин 280,4–338,2 м вскрыт следующий разрез челасинской свиты, залегающей на архейских плагиогранитах Батомгского выступа [479]: конгломераты известняковые с песчаным кварц-карбонатным заполнителем и песчаники крупнозернистые до гравелистых с прослоями алевролитов, иногда глинистых, и известняков пелитоморфных, в подошве (2 м) глауконит-кварцевые цирконсодержащие взмученно-слоистые алевролиты – 5 м; известняки и доломиты с прослоями (0,2–1,0 м) кварц-глауконитовых и глауконит-гематитовых песчаников, глинистых алевролитов (1,2 м) и битуминозных мелкозернистых доломитов (0,4 м) с микрофитолитами из группы *Vermiculites* Reitl. – 8,8 м; переслаивающиеся мелкозернистые песчаники и алевролиты – 6,7 м; переслаивающиеся алевролиты и аргиллиты, часто глауконитсодержащие, в нижней части с прослоем (до 5 см) кремнисто-

глинистых пород – 7,0 м; алевролиты слоистые (коричневые, зеленые и темно-зеленые), часто глауконитсодержащие, в нижней части с прослоями кварц-глауконитовых песчаников, в средней – с линзами, в верхней – с прослоем (до 0,8 м) известняков – 9,6 м; алевролиты глауконитсодержащие с редкими прослоями (до 10 см) мелкозернистых песчаников, в основании с линзами (до 20 см) кремнисто-глинистых пород – 4,0 м; известняки и доломиты, в средней части (8,8 м) переслаивающиеся, в верхней – с пластом (0,7 м) зеленовато-серых взмученных алевролитов – 16,5 м. Полная мощность свиты в этом разрезе 57,6 м.

Среднерифейский возраст аимчанской серии устанавливается по комплексу микрофитолитов и строматолитов [117]. Радиологический возраст глауконита из челасинской свиты в нижнем течении р. Челасина – 1270 млн лет [111].

Керпыльская серия объединяет кондерскую, омнинскую, тотгинскую, малгинскую и ципандинскую свиты [117]. Кондерская и омнинская свиты в Учуро-Майской плите и соответствующая им тотгинская свита в Юдомо-Майской СФЗ включены в состав существенно терригенной нижней, а малгинская и ципандинская свиты – карбонатной верхней подсерий керпыльской серии [300]. На этапе ГСР-200 отложения, отнесенные к кондерской свите, выделялись в качестве эннинской свиты.

Н и ж н я я п о д с е р и я (RF_2kr_1) сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, редко конгломератами, гравелитами, известняками, кремнистыми и гематит-кремнистыми породами, туффитами и наиболее обнажена в междуречье Большой Аим–Омня–Мая.

Кондерская свита, выделенная А. Л. Ставцевым в 1978 г. [116], начинает разрез подсерии в Учуро-Майской плите, где трансгрессивно залегает на аимчанской, учурской сериях или непосредственно на метаморфических образованиях Батомгского выступа. В ее составе преобладают песчаники, слагающие нижнюю и верхнюю части разреза, в средней распространены в основном алевролиты и аргиллиты. В основании свиты в бассейне р. Большой Аим залегают бурые кварцевые гравелиты, образующие горизонт мощностью от 5 до 12 м [88], а в бассейне р. Омня – валунно-галечные конгломераты мощностью до 15 м [479]. На левобережье р. Учур, в бассейне рек Сайана и Ыамота, базальные конгломераты образуют слой мощностью 0,5–0,7 м. Наряду с гальками кварца, риолитов, доломитов и метаморфических пород в них присутствуют переотложенные фосфатные конкреции. Присутствие фосфатного вещества отмечено здесь и в песчаниковом заполнителе конгломератов [142]. Песчаники нижней части разреза представлены кварцевыми и кварц-полевошпатовыми средне- и крупнозернистыми, иногда гравелистыми, а в верхах мелкозернистыми разностями с параллельной и косой слоистостью [83]. В них присутствуют прослои и линзы гравелитов. Мощность этой пачки уменьшается с запада на восток и северо-восток: от 90–100 м в верховье р. Большой Аим до 20–40 м в междуречье Большой Аим–Омня и 2–10 м в бассейне р. Мая. Средняя часть свиты сложена чередующимися мелко- и крупноалевритовыми разностями алевролитов с прослоями аргиллитов или (правобережье р. Омня) чередующимися аргиллитами и алевролитами [153]. Отмечаются редкие прослои

средне- и крупнозернистых кварцевых песчаников мощностью до 3 м и линзы гравелитов. В отличие от нижней, мощность средней части разреза возрастает с запада на восток от 20–40 м до 180 м. Верхняя часть разреза мощностью от 10 м на востоке, в бассейне р. Мая, до 60 м на западе, в бассейне р. Большой Аим, представлена грубозернистыми косослоистыми песчаниками. Среди них выделяется маркирующей горизонт (5–10 м) ожелезненных красно-бурых среднезернистых разностей. Общая мощность свиты варьирует в пределах 100–160 м на западе [56, 83] и 190–200 м на востоке, в бассейне р. Мая [153, 5, 479].

Оминская свита, выделенная С. В. Нужновым в 1956 г. по р. Омня [100], согласно залегает на кондерской. В стратотипической местности (бассейн нижнего течения р. Омня) в ее разрезе залегают [479]: переслаивающиеся алевролиты и косослоистые кварцевые песчаники – 63 м; алевролиты красно-бурые, переслаивающиеся с зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитами, в верхней части с линзами известняков, известняковых конгломератов, кварцевых песчаников – 38 м; алевролиты мелкоалевритовые и аргиллиты – 131 м; алевролиты и песчаники, часто известковистые, с линзами и прослоями известняков, в нижней части – кремнистых пород (железисто-карбонатных или железисто-гидрослюдистых) и силицифированных алевролитовых туффитов – 112 м. Мощность стратотипического разреза 344 м. Такой, преимущественно аргиллито-алевритовый, состав свиты с подчиненным количеством песчаников, в основном в низах разреза, сохраняется на всем ее протяжении. Некоторое возрастание количества и мощности (до 15 м) линз и прослоев кремнистых пород в верхней части разреза отмечается восточнее, на водоразделе Омня–Мая [152]. Западнее, в верховьях р. Болоджох, в верхней части свиты наблюдается слой (3–5 м) ожелезненных песчаников, в основании которого залегают кремнисто-лимонитовые породы мощностью 0,1–0,7 м с содержанием окислов железа до 57,92% [88].

Мощность оминской свиты возрастает в северо-восточном направлении: от 345 м в бассейне р. Омня до 450 м в бассейне среднего течения р. Мая. В этом же направлении возрастает от 450 до 650 м и мощность в целом нижней подсерии керпильской серии в Учуро-Майской плите.

Тоттинская свита, представляющая нижнюю подсерию керпильской серии в Юдомо-Майской СФЗ, выделена в 1958 г. С. М. Калимулиным в бассейне р. Тотта [124]. Сложена свита в основном аргиллитами и алевролитами. Она с размывом, с конгломератами в основании, залегает на аимчанской серии. В стратотипической местности (бассейн рек Тотта и Малый Комуй) выше базальных конгломератов (1,5 м), состоящих из хорошоокатанных галек песчаников, доломитов, ожелезненных алевролитов, сцементированных кварц-железистым цементом, залегают [111]: аргиллиты вишнево-красные с прослоями (5–7 м) зеленых алевролитов – 70 м; алевролиты серые тонкослоистые с прослоями (7–10 м) темно-серых аргиллитов, розовато- или буровато-серых мелкозернистых косослоистых песчаников – 180 м; песчаники кварцевые мелко- и среднезернистые буровато-, реже зеленовато-серые – 50 м; аргиллиты дымчато-серые, фиолетовые, вишнево-красные с пластом (3 м) строматолитовых глинистых известняков – 400 м;

алевролиты зеленовато-серые, буроватые с прослоями (10–18 м) темно-серых аргиллитов – 200 м; аргиллиты пятнистые, буровато-розовые и зеленовато-серые – 60 м. Мощность свиты по разрезу 950 м. Севернее, на правобережье р. Нёт, в нижней части алевролитно-аргиллитового разреза залегает пласт (100 м) кварцевых песчаников, а в верхней – прослой (1,5 м) строматолитовых известняков. Общая мощность свиты здесь 1000 м.

В западной части Юдомо-Майской СФЗ разрез свиты видимой мощностью 670 м несколько иной. Так, в истоках р. Большой Кандык в ее нижней части (210 м) вдоль Нельканского разлома обнажены песчаники средне- и мелкозернистые бурые, буровато-зеленовато-серые, зеленовато-серые, иногда послойно обогащенные гидроокислами железа, с единичными прослоями (1–2 м) тонкослоистых алевролитов. Верхняя большая часть разреза (460 м) сложена в основном алевролитами темно-серыми, черными, реже темно-зелеными, зеленовато- или буровато-серыми. В ее низах отмечаются прослой (до 1,5 м) песчаников, в средней части – пласт (17 м) известняков зеленовато- и розовато-серых комковатых, в верхней – прослой (до 5 м) железистых яшмовидных кремнистых пород красновато-бурого цвета [112]. Преимущественно алевролитовый состав тотгинской свиты* сохраняется и на юго-западе Юдомо-Майской СФЗ, в бассейне р. Игникан, причем и в нижней части разреза песчаники слагают лишь пачки тонкого (через 1–5 см) переслаивания с алевролитами или прослой мощностью до 3 м. В алевролитах и песчаниках в низах свиты отмечаются вкрапления глауконита. Среди алевролитов в виде прослоев мощностью 0,5–10 м здесь распространены их известковистые разности, в средней части разреза с тонкими (до 3 см) прослойками глинистых известняков. В нижней части разреза встречаются слои (до 5–7 м) ожелезненных аргиллитов, а в верхней – маломощные (до 30 см) прослой гематит-кремнистых пород. Мощность разреза в бассейне р. Игникан 740 м [68].

Общая мощность нижней подсерии 450–1000 м.

Верхняя подсерия (RF_2kr_2), сложенная доломитами и известняками, аргиллитами с прослоями битуминозных аргиллитов и доломитов, алевролитов, горючих сланцев, туффитов, кремнисто-железистых пород, объединяет малгинскую и ципандинскую свиты.

Малгинская свита выделена В. А. Ярмолюком в 1941 г. в среднем течении р. Мая [31], где на правом берегу выше устья р. Талындая в скалах Малгина им впервые был изучен ее разрез. Свита согласно залегает на омнинской (в Учуро-Майской плите) или тотгинской (в Юдомо-Майской СФЗ) свитах. Ее слагают главным образом различно окрашенные (в нижней части красно-бурые, темно-красные, выше – зеленовато-серые, желто-серые, серые, в верхах – голубовато-серые) известняки, редко аргиллиты, доломиты, мергели. Местами окраска известняков меняется по простиранию даже на коротком расстоянии в пределах одного отдельно взятого пласта.

В Учуро-Майской плите в основании известнякового разреза в междуречье Мая–Омня залегает маломощный (1–2 м) слой кирпично-красных

*С. М. Калимулин [68] выделял ее под названием «омнинская свита».

железисто-кремнистых и железисто-карбонатных пород, вверх по разрезу постепенно переходящих в конгломератовидные известняки [152, 153], а восточнее, в бассейне р. Ингили и на правобережье среднего течения р. Мая – пачка (7–14 м) переслаивания этих пород (0,2–1,2 м) с известняками (0,1–0,3 м) и аргиллитами (0,05–0,25 м) [5, 6]. В верховьях р. Кюнкой в железисто-кремнистых и железисто-карбонатных породах отмечаются маломощные прослой алевросаммитовых силицифицированных туффитов [479]. Севернее, в нижнем течении р. Мая, в основании свиты залегает слой конгломератов мощностью 2 м. Конгломераты состоят из плохо сортированного полуокатанного и окатанного гравийно-галечного материала размером 0,1–5 см, представленного кирпично-бурыми (за счет пропитывания гидроокислами железа) микрозернистыми известняками и погруженного в базальный известковый хлоритизированный цемент [141]. Известняки свиты обычно тонкоплитчатые, пелитоморфные, нередко мергелистые. Поверхности напластования их неровные, бугорчатые. На границе слоев отмечаются прослойки (до 2 мм) аргиллитов, имеющие, как и известняки, различную окраску. Довольно часто в известняках наблюдаются скопления ланцетовидных известковых тел длиной 5–7 см и шириной 0,2–0,7 см, которые, вероятно, представляют собой остатки водорослей [31]. На отдельных участках бассейна р. Мая, в частности в междуречье Талындая–Малгин, в верхах разреза присутствует битуминозный горизонт (мощностью до 30 м) доломитов, битуминозных доломитистых известняков, черных горючих сланцев и мергелей. Он характеризуется переслаиванием (через 2–30 см, редко – 0,5–1,5 м) слагающих его пород и связан с подстилающими известняками постепенными взаимопереходами. При этом в верхней части горизонта уменьшаются мощность и количество прослоев горючих сланцев и возрастают – известняков. Горючие сланцы – тонколистовые породы глинисто-известкового состава, пропитанные черным и бурым органическим веществом, содержание которого достигает 0,25%. В них довольно часто заключены караваеобразные тела кремнисто-известковых песчаников, пропитанных черным битумом, и черных кристаллических известняков, содержащих включения асфальтита. По простиранию в юго-восточном направлении вдоль долины р. Мая прослой горючих сланцев постепенно выклиниваются, а известняки утрачивают битуминозность.

В междуречье Мая–Омня мощность малгинской свиты колеблется в пределах 90–110 м [152, 153]. Она возрастает в восточном и северном направлениях, достигая на правобережье р. Мая соответственно 130–150 и 160–170 м [6, 141].

В Юдомо-Майской СФЗ мощность малгинской свиты увеличивается до 400 м. В типовом разрезе в верховьях р. Улахан-Крестях [112] в ее нижней части (35 м) залегают известняки глинистые серовато-зеленые, серые, лиловато-зеленые с бугристой поверхностью наслоения, с пластом (5 м) строматолитовых известняков с *Malginella malgica* K o m. et S e m i k h. в основании. Среднюю часть разреза (225 м) слагают известняки серые, темно-серые и розовато-серые с тонкими (до 0,5 см) глинистыми прослойками, верхнюю (140 м) – известняки битуминозные темно-серые до черных, в середине – обломочные и кристаллические, с остатками ланцетовидных

водорослей и прослойками (2–3 см) черных кремнистых пород. Такое строение и мощность свиты сохраняются на всем ее протяжении в западной части Юдомо-Майской СФЗ. В юго-восточной части зоны, в бассейне рек Малый Комуй, Тотта, Нет, разрез свиты такой же мощности отличается лишь наличием в его нижней части прослоев (3–8 см) аргиллитов и мергелей, а в верхней – пластов алевролитов и аргиллитов [111].

Ципандинская свита, залегающая согласно на малгинской, венчает разрез керпыльской серии. Выделена она А. К. Матвеевым в 1938 г. по р. Мая в районе пос. Ципанда [31], обнажена в основном в бассейне среднего течения р. Мая в Учуро-Майской плите и в междуречье Мая–Северный Уй на юге Юдомо-Майской СФЗ и практически целиком сложена доломитами. В стратотипической местности распространены массивные мелкозернистые, иногда волнистослоистые доломиты от желтовато- и светло-серого до сахаристо-белого цвета, среди которых присутствуют строматолитовые доломиты с *Baicalia aimica* Nuzhn., *B. baikalica* Masl. В средней части разреза отмечаются редкие прослои (0,8–1,2 м) битуминозных и обломочных разностей, а в верхней – слои (до 12 м) желтовато-розовых кавернозных, насыщенных твердыми битумами [6]. Мощность свиты в среднем течении р. Мая 370 м.

Севернее, в бассейне р. Улахан-Лаханда, ципандинская свита мощностью 300 м вскрыта скважиной в интервале глубин 80–380 м. Она представлена здесь доломитами светло-серыми, серыми, иногда розовато-серыми, с характерным «искристым» изломом, кавернозными. Каверны (до 2–3 мм) выполнены кальцитом, реже гипсом и битумоидом. В интервале 287,4–292,9 м перебурены доломитистые известняки, в кавернах которых содержится вязкий асфальтит желто-бурого и черного цветов [141].

Строение разреза свиты, подобное наблюдаемому в стратотипической местности, при его мощности 400 м сохраняется и в Юдомо-Майской СФЗ [68, 111].

В целом мощность верхней подсерии кертыльской серии в Учуро-Майской плите колеблется в пределах 450–550 м, в Юдомо-Майской СФЗ достигает 800 м.

Возраст керпыльской серии определяется комплексами микрофоссилий в отложениях нижней, микрофоссилий и строматолитов – верхней подсерий. Радиологический возраст, определенный К-Аг методом по глаукониту из пород кондерской свиты, составляет 1170–1070 млн лет, омнинской – 1020 и 1000 млн лет, малгинской – 960 млн лет, а свинец-свинцовым методом по глаукониту из доломитов ципандинской свиты – 980 млн лет. Комплексы микрофоссилий и строматолитов, радиологические датировки отвечают керпыльскому времени (горизонту) среднего рифея [117].

Поздний рифей. Лахандинская серия (RF_3lh). Объединяемые в нее отложения в ранге свиты были выделены В. А. Ярмолюком в 1941 г. в среднем течении р. Мая в районе впадения в нее р. Улахан-Лаханда. Их стратотипический разрез описан по берегам р. Мая между устьями рек Талая и Малый Кандык, где первоначально выделялись четыре подсвиты (снизу вверх): цветных аргиллитов; водорослевых известняков; цветных

мергелей, аргиллитов и известняков; глауконитовых и битуминозных известняков и доломитов [31]. Этим подсветам С. В. Нужнов [100] присвоил собственные названия, соответственно: кумахинская, мильконская, нельканская, игниканская, которые впоследствии [116] были переведены в ранг свит в составе лахандинской подсерии майской серии. Решением Четвертого ДВ МРСС [117] лахандинская подсерия переведена в ранг серии и в составе четырех упомянутых свит принята в Легенде Дальневосточной серии листов ГГК-1000/3 [300]. На якутской части территории листа этим свитам по литологическим признакам снизу вверх практически соответствуют вильская, эльдиканская, саларская, гренская свиты [117, 133]. Исключение представляет лишь эльдиканская свита, нижняя аргиллитовая пачка которой скорее всего принадлежит к вильской свите.

Лакандинская серия сложена пестрым комплексом терригенных и карбонатных пород, имеет общие с керпильской серией районы распространения в Учуро-Майской плите и Юдомо-Майской СФЗ и с локальными перерывами залегает на так называемой «предлахандинской» автохтонной коре выветривания доломитов различных горизонтов ципандинской свиты. Кора выветривания развита на неровной с неглубокими (до 0,6 м) карманами поверхности доломитов. Верхний ее горизонт мощностью 0,15–0,35 м (на отдельных участках до 0,8 м) состоит из глин с обломками доломитов, железисто-глинистых и каолиноподобных пород, изменчивых по составу, пестрых по окраске (желтовато-серых, серовато- и желто-бурых, бурых и карминово-красных), различных по плотности (от сцементированных до рыхлых) и структурам (яшмовидных, пористых или землистых). В породах присутствуют каолинит, гидрагиллит, галлуазит, гематит, гетит, гидрогетит, лимонит, а также магнетит, циркон, анатаз, флюорит, муассонит. По химическому составу породы близки к железистым сиаллитам, некоторые их разности – к бокситам. Нижний горизонт (0,6–1,2 м) состоит из обломков со сглаженными краями выщелоченных доломитов, иногда из дресвы зеленовато-серых аргиллитов, рассеянных в буро-желтой и желтовато-серой суглинистой массе. С возрастанием количества обломков породы переходят в элювий доломитов [6, 152].

Кумахинская свита сложена в основном аргиллитами. В стратотипической местности, на севере Учуро-Майской плиты, подстилающая ее кора выветривания наблюдалась в верховьях р. Кумаха, а наиболее полный разрез – в бассейне р. Талая, где залегают [141] аргиллиты тонколистоватые, вишнево-бурые – 10 м; известняки строматолитовые глинистые тонкоплитчатые буровато-розовые – 5 м; алевролиты тонкослоистые вишнево-бурые и зеленовато-желтые – 5 м; аргиллиты вишнево-бурые с желваками (до 1 см) лимонитизированного сидерита – 15 м; аргиллиты тонкослоистые зеленовато-желтые, серые обохранные – 17 м; аргиллиты вишнево-бурые, часто со скорлуповатой отдельностью и с прослоями (до 10–15 см) лимонитизированных пород – 3 м; аргиллиты тонколистоватые бурые с маломощными (15–20 см) прослоями шлаковидного бурого железняка – 5 м; песчаники мелкозернистые пористые лимонитизированные со скорлуповатой отдельностью – 6 м. Выше залегают доломиты юдомской серии. Видимая мощность разреза 66 м. Полная мощность свиты возле устья р. Талая 70 м,

севернее, в верховьях р. Кумаха – 45 м. Южнее, в бассейне р. Ингили, из разреза исчезают известняки и алевролиты, песчаники в его верхах переслаиваются с аргиллитами, а мощность свиты составляет всего 35–40 м (Шпак, 1977 г.). В юго-восточной части Учуро-Майской плиты, где мощность свиты увеличивается с запада на восток от 70 до 110 м, в ее разрезе, практически целиком представленном аргиллитами, кроме известняков, в виде маломощных (1–5 м) прослоев присутствуют строматолитовые доломиты. Аргиллиты по всему разрезу содержат линзы и конкреции бурого железняка [5].

В Юдомо-Майской СФЗ кумахинская свита обнажена в основном в южной ее части, на право- и левобережье верхнего течения р. Мая и в бассейне р. Северный Уй, и незначительно – в западной, на склонах Горностахского хребта. На западе СФЗ, в бассейне р. Буххарылы, среди аргиллитов средней части разреза залегает мощный (60 м) пласт строматолитовых доломитов с *Colonnella* sp., в основании – линзы кремнисто-глинисто-железистых пород мощностью 1–3 м и протяженностью от первых сотен метров до 1–2 км, в верхней части – прослой (0,5 м) бурых, красновато-бурых известняков. К северу до долины р. Юдома и к югу вдоль Горностахского хребта в составе свиты общей мощностью 160 м возрастает роль доломитов и известняков, аргиллиты в отдельных слоях фациально переходят в алевролиты, а кремнисто-глинисто-железистые породы не встречаются [112]. Далее к северу, в междуречье Юдома–Хамна, где в пласте доломитов, мощность которого в средней части разреза свиты возрастает до 150 м, строматолитовые доломиты с *Collenia ingilensis* Nuzhn., *Conophyton lituus* Masl. переслаиваются с известняками, мощность свиты достигает 210 м [96]. В южной части СФЗ в типовом разрезе свиты мощностью 200 м на левобережье р. Челасин на доломитах ципандинской свиты залегают [111] аргиллиты темно- и зеленовато-серые, в нижней части (9 м) с линзовидными прослоями (0,1–0,2 м) бурых гематит-гидрогетитовых пород и ожелезненных доломитов, в верхней части с прослоями глинистых известняков (1,5 м) и алевролитов (0,3 м) – 25 м; доломиты темно-серые с прослоями (0,3–1 м) аргиллитов – 35 м; аргиллиты темно-серые, в средней части бурые, ожелезненные – 20 м; доломиты строматолитовые с *Baicalia ingilensis* Nuzhn., *Jacutophyton ramosum* Schap., *J. cognitum* Schap., *Conophyton metula* Kir., *Con. cylindricus* Masl. серые, вишневые с прослоями (до 1 м) зеленовато-бурых аргиллитов – 60 м; известняки глинистые темно- и зеленовато-серые, в кровле аргиллиты – 60 м.

Мильконская свита, согласно залегая на кумахинской, имеет общие с последней районы распространения, а в Кыллахской подзоне Юдомо-Майской СФЗ вместе с вышележащими свитами серии фрагментарно обнажена вдоль крупных разломов субмеридионального направления. В большинстве случаев она сложена практически одними известняками, и лишь на отдельных участках в ее разрезе появляются аргиллиты. Среди известняков, имеющих в основном серую и светло-серую, реже буровато-красную и темно-серую окраску, распространены строматолитовые разности с *Baicalia lacura* Semikh., *B. ingilensis* Nuzhn., *B. prima* Semikh., *Jacutophyton ramosum* Schap., *Conophyton cylindricus* Masl., в средней части разреза

отмечаются онколитовые. В низах разреза породы обычно более плотные и тонкозернистые, в верхах – нередко пористые с заполнением пор битумоидом. В стратотипическом разрезе на левом берегу р. Мая ниже устья Эльгейи в его нижней части отмечаются маломощные (0,1–0,2 м) прослои зеленых и вишнево-бурых аргиллитов [141]. Аргиллиты, слагающие слои мощностью 1,5–3 м, наблюдаются южнее, в бассейне нижнего течения р. Ингили, в низах свиты [6]. Максимальная мощность свиты в Учуро-Майской плите 100 м. Она уменьшается до 60 м на самых северных и центральных участках ее выходов. В западной части Юдомо-Майской СФЗ мощность свиты 200 м [112], в восточной она возрастает до 300 м [111].

Нельканская свита согласно наращивает разрез лахандинской серии и сложена в основном аргиллитами, песчаниками, алевролитами и редко известняками. В стратотипической местности разрез ее изучен в бассейне р. Улахан-Лакханда, где имеет следующее строение [141]: аргиллиты тонколистостатые, красно-бурые с тонкими (2–3 см) прослойками желтовато-серых алевролитов – 17 м; песчаники кварцевые, мелкозернистые серовато-желтые, обохренные с желваками лимонита (3–5% объема породы) диаметром до 2 мм – 10 м; аргиллиты тонколистостатые красновато-бурые и серо-зеленые – 13 м; песчаники кварцевые с единичными зернами глауконита, темно-серые, местами за счет битумоидов почти черные – 12 м; аргиллиты тонколистостатые красновато-бурые – 6 м; известняки строматолитовые с *Conophyton cylindricus* Masl. темно-серые с битумоидом на поверхностях напластования – 2 м; аргиллиты тонколистостатые серые, иногда бурые с единичными желваками лимонита диаметром 0,5–1 см – 30 м; песчаники кварцевые мелкозернистые с вкрапленниками лимонита и песчаники черные закированные – 25 м; аргиллиты и алевролиты тонколистостатые бурые с единичными прослоями кварцевых ожелезненных песчаников, в верхней части с желваками лимонита размером до 1 см (до 10% объема породы) – 35 м. Мощность свиты здесь 150 м. По простиранию в юго-восточном направлении в пределах Учуро-Майской плиты в составе свиты возрастает роль известняков, в частности увеличивается мощность пласта в средней части разреза (в бассейне р. Ингили она достигает уже 17 м, а южнее, в бассейне р. Аллара-Бачикан, – 35–40 м) и отмечаются маломощные (0,6–1,3 м) прослои известняков в его верхах [6]. В том же направлении в верхней части разреза уменьшается количество прослоев песчаников, но возрастает – алевролитов, в аргиллитах в низах разреза появляются линзы и конкреции сидерита и бурого железняка. Мощность свиты несколько уменьшается (до 100–120 м) в бассейне р. Ингили [152, 6] и вновь возрастает (до 160 м) далее к юго-востоку [5].

В Юдомо-Майской СФЗ среди терригенных пород свиты резко преобладают аргиллиты. Песчаники и алевролиты слагают лишь редкие маломощные (до 5, редко 15 м) слои. Мощность пласта строматолитовых известняков (с *Baicalia lacura* Semikh., *Jacutophyton cognitus* Schar., *J. ramosum* Schar., *Conophyton metula* Kir.) в средней части разреза возрастает с запада на восток от 25 до 65 м, а на севере, в бассейне р. Хамна, достигает 95 м [133]. Мощность свиты 200–210 м на юге [111, 112] и 250–380 м на севере Юдомо-Майской СФЗ [133].

Игниканская свита сложена в основном известняками и, в меньшей мере, доломитами. В стратотипической местности лахандинской серии разрез свиты мощностью 150 м на 65% сложен известняками, в низах – строматолитовыми с *Inzeria tjomusi* K r y l ., *Baicalia prima* S e m i k h . кремовыми, розовато-серыми, выше – онколитовыми с *Vesicularites elongatus* Z a b r ., *V. enigmatus* Z a b r ., *V. raabenaе* Z a b r ., *V. flexuosus* R e i t l . и оолитовыми желтовато-серыми с глауконитом. В верхах разреза породы темно-серые битуминозные. Битумоид выполняет промежутки между зернами кальцита и тонкие трещины. Серые глауконитсодержащие доломиты слагают среди известняков два пласта мощностью 30 и 20 м в верхней части разреза [141]. Юго-восточнее в пределах Учуро-Майской плиты, в бассейне р. Ингили, в низах разреза появляются прослойки (до 2 см) зеленоватых аргиллитов. Мощность свиты здесь не превышает 140 м [6]. Далее к юго-востоку отмечаются единичные слои вишневых аргиллитов мощностью до 5 м, а в верхней части разреза возрастает роль доломитов, слагающих пачки переслаивания с известняками. Мощность свиты достигает 180 м [5].

В западной части Юдомо-Майской СФЗ с севера на юг в верхней половине разреза также значительна доля доломитов, а в нижней появляются невыдержанные по простираанию слои аргиллитов, причем бóльшей, чем в Учуро-Майской плите, мощности (до 13 м) [5]. На водоразделе Большой Кандык–Арангастах в онколитовых известняках определены *Volvatella horridus* (Z. Zhur.), *Osagia nersinica* J a k s c h ., *Vesicularites flexuosus* R e i t l ., *V. enigmatus* Z a b r ., *V. raabenaе* Z a b r ., *V. horridus* (Z. Zhur.) [112]. Мощность свиты здесь 260–270 м. В восточной части Юдомо-Майской СФЗ в верхах разреза вместо доломитов присутствуют доломитовые известняки. Мощность свиты возрастает до 300–350 м [68, 111].

В Учуро-Майской плите суммарная мощность лахандинской серии 350–550 м, причем наименьшая она в центральной части, наибольшая – в южной, в Юдомо-Майской СФЗ – 820–1200 м при наибольшей в восточной части.

Известные в породах лахандинской серии строматолиты и микрофитолиты характерны для верхнего рифея. Определенный **К-Аг методом по глаукониту** радиологический возраст пород кумахинской свиты 930 млн лет, мильконской – 950–780 млн лет, нельканской – 970–920 млн лет, игниканской – 830 млн лет, а **U-Pb и Pb-Pb изотопными методами для пород игниканской свиты** соответственно – 820 ± 10 и 800 ± 90 млн лет, что отвечает позднерифейскому времени [117].

Уйская серия в соответствии с Решениями Четвертого ДВ МРСС [117] в Учуро-Майской плите определена в объеме кандыкской свиты. В Юдомо-Майской СФЗ она объединяет кандыкскую, устькирбинскую свиты и маямканскую толщу. Очевидное несоответствие объема и характера строения кандыкской свиты Юдомо-Майской СФЗ ее стратотипу в Учуро-Майской плите послужило основанием для переименования этого подразделения в Юдомо-Майской СФЗ в улаханбамскую свиту, что и было реализовано в Легенде Юдомской серии листов ГГК-200 [376]. Однако при внесении дополнений и изменений в эту легенду [495], вместо улаханбамской свиты была восстановлена кандыкская и выделена новая ледниковская, мало

отличающаяся от кандыкской свиты. По современным представлениям [300], уйская серия объединяет большую группу стратонов, каждый из которых в отдельности не всегда может быть отображен на мелкомасштабных картах по техническим причинам. С учетом этого серия подразделена на подсерии: нижняя – кандыкская (или улаханбамская) свита; средняя – устькирбинская, ледниковская свиты и маямканская толща; верхняя – рябиновая, малосахаринская, кеатанская, джоронская, талындинская свиты. Верхняя подсерия в пределах листа не обнажается. Она распространена севернее – на якутской территории.

Нижняя подсерия (RF₃us₁) без видимого несогласия залегает на лахандинской серии и представлена кандыкской свитой, впервые выделенной В. А. Ярмолюком в 1941 г. в среднем течении р. Мая [31].

В восточной части Учуро-Майской плиты кандыкская свита обнажена в основании и нижних частях склонов долин рек Мая, Малый и Большой Кандык, Кыра-Крестях, верхнего течения р. Ингили и ее притоков и в междуречье Аллара–Бичикан–Тучур, а также в тектонических блоках на левобережье р. Юдома, где она с разрывом перекрыта юдомской серией и представлена алевролитами, аргиллитами, песчаниками, редко известняками, доломитами и гравелитами. В стратотипическом разрезе свиты в бассейне нижнего течения р. Малый Кандык выше доломитов лахандинской серии залегают [112] песчаники полевошпат-кварцевые, среднезернистые, битуминозные черные и буровато-серые косослоистые, закированные в основании – 6 м; алевролиты известковистые зеленовато-серые, переслаивающиеся (через 0,1–0,3 м) с аргиллитами темно-серыми – 12 м; песчаники кварцевые, мелко- и среднезернистые, битуминозные, в нижней части переслаивающиеся с буровато-серыми алевролитами, в верхней – с редкими прослоями (до 0,8 м) зеленовато-серых алевролитов – 32 м; алевролиты буро-зеленые с прослоями (0,4–0,7 м) битуминозных черных песчаников – 25 м; алевролиты серые, темно-серые, буро-зеленые с единичными прослоями (0,2–0,4 м) аргиллитов – 35 м; песчаники кварцевые, мелко- и среднезернистые голубовато- и буровато-серые, в нижней части с прослоями (до 2 м) аргиллитов, реже алевролитов – 40 м. Общая мощность разреза 150 м. По простиранию к северо-востоку и югу в стратотипической местности в разрезе свиты уменьшается роль песчаников: в среднем течении р. Малый Кандык по объему они сравниваются с алевролитами, а на левобережье р. Мая между устьями рек Большой Кандык и Юдома в существенно алевролитовом разрезе слагают лишь один относительно мощный (8–15 м) пласт в прикровельной части. В этих же направлениях уменьшается битуминозность пород [112]. К западу же, в бассейне р. Мая ниже устья р. Малый Кандык, видимый разрез мощностью 50 м почти полностью сложен битуминозными песчаниками, часто кавернозными, закированными с равномерным заполнением пор битумом [141].

В бассейне р. Ингили нижняя часть разреза (100 м) свиты представляет собой подобное наблюдаемому в стратотипе чередование пачек преимущественно песчаникового и алевролитового состава, верхняя (50 м) – представлена алевролитами с прослоями аргиллитов. В низах разреза в алевролитах присутствуют прослои (до 0,6 м) доломитистых известняков,

а в известковистых песчаниках средней части – линзы (до 0,2 м) песчаных известняков [6]. Южнее, в междуречье Аллара-Бичикан-Гучур, мощность свиты возрастает до 310 м, а разрез ее более чем на 95% сложен алевролитами, преимущественно крупноалевритовыми. Кварцевые мелкозернистые песчаники слагают здесь редкие слои мощностью 1–2 м в нижней и верхней частях разреза и до 5 м в средней. Единичные прослои (до 3 м) аргиллитов наблюдаются в низах разреза, а маломощные линзы их – в верхней части [5].

Для Юдомо-Майской СФЗ характерно резкое увеличение мощности кандыкской свиты с запада на восток при сохранении ее подавляющего терригенного состава. Она имеет общие с лахандинской серией районы распространения и представлена алевролитами, песчаниками, аргиллитами, редко доломитами, известняками, гравелитами.

В Кыллахской подзоне на севере территории листа, в междуречье Юдома-Хамна, низы (530 м) свиты представлены чередующимися через 1–30 см, иногда 2–7 м сероцветными мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В средней части этого разреза (в 200 м от основания) залегает пласт (20 м) серых доломитов с тонкими (2–3 см) прослойками черных аргиллитов. В верхней части пласта (2,5 м от кровли) отмечается слой (4,5 м) среднезернистых песчаников. Разрез наращивают средне-, реже крупнозернистые кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники (100 м), в средней части расслоенные алевролитами и аргиллитами*, затем – тонкопереслаивающиеся алевролиты и аргиллиты (260 м) с единичными пластинами (5–10 м) мелкозернистых песчаников. Выше следуют песчаные алевролиты (90 м), чередующиеся с алевролитами мелкозернистые песчаники (220 м), а завершают разрез свиты массивные и горизонтальнослоистые мелкозернистые песчаники (150 м)**. Мощность изученного разреза – 1350 м [133]. По простиранию к югу в пределах Кыллахской подзоны в нижней части разреза среди песчаников появляются известковистые и доломитистые разности [112], в алевролитах и аргиллитах встречаются слои (1–2 м) известняков, а пласт доломитов выклинивается [7]. В верхней части разреза аргиллиты часто замещаются мелкоалевритовыми алевролитами, среди которых отмечаются их известковистые разности, более широко распространены песчаники, в том числе известковистые, встречаются линзы известняков и прослои доломитов. В бассейне рек Горби и Тайма в средней части разреза свиты наряду с кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками распространены вулканомиктовые, содержащие обломки долеритов, а в верхней – присутствуют гравелистые разности и гравелиты [321, 121, 7]. Мощность свиты в подзоне изменяется от 950 м на западе до 1600–2000 м на востоке и северо-востоке.

Типовой разрез кандыкской свиты в Сетте-Дабанской подзоне наблюдался на западных склонах и водораздельных участках хр. Улахан-Бом на севере территории листа, где по характеру строения она подразделяется на две части (подсвиты) – нижнюю и верхнюю, каждая из которых

*Этой пачкой завершается разрез нижней подсвиты кандыкской свиты [133].

**Две верхние пачки (220 и 150 м) А. И. Старников [133] объединял в джабатымскую свиту, которая упразднена как изначально необоснованно выделенная [117].

представляет собой завершённый регрессивный мезоритм с преобладанием аргиллитов и алевролитов в нижней части и песчаников в верхней [432, 136]. Разрез нижней подсвиты (975 м) начинается пачка (155 м) ритмичного переслаивания аргиллитов слюдястых и алевролитов слоистых с прослоями кварцевых и полевошпат-кварцевых мелкозернистых песчаников, мощность которых снизу вверх возрастает от 2–4 см до 0,1–0,3 м. В основании разреза залегают мелкозернистые известковистые песчаники мощностью 1 м с линзами песчанистых известков. Средняя часть разреза (475 м) представляет собой чередование пластов песчаников мелкозернистых кварцевых и полевошпат-кварцевых (иногда известковистых) с редкими прослоями (0,1–0,2 м) алевролитов и аргиллитов и пачек тонкого (через 1–3 см) ритмичного переслаивания алевролитов преимущественно песчанистых слоистых и песчаников мелкозернистых, часто тоже слоистых. В верхней части разреза (345 м) нижней подсвиты залегают песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые средне- и мелкозернистые, реже алевролитовые массивные и слоистые с редкими прослоями (2–4 см, иногда до 1 м) алевролитов.

Разрез верхней подсвиты (460 м) начинается пачка (92 м) неравномерного линзовидного переслаивания алевролитов и аргиллитов. Выше залегают пачка (218 м) сероцветных аргиллитов, в средней части переслаивающихся с алевролитами и с единичными маломощными (15 см) прослоями кварцевых известковистых песчаников, в верхней – пестроокрашенных (зеленовато-серых, бордовых, коричневых). Завершают разрез (150 м) подсвиты (и свиты в целом) чередующиеся пласты песчаников кварцевых, реже полевошпат-кварцевых, преимущественно мелкозернистых, иногда среднезернистых и пачки переслаивания (через 0,5–3 см, реже 0,3–0,4 м) песчаников и алевролитов. Общая мощность типового разреза свиты 1435 м. В отличие от Кыллахской подзоны, здесь более четко выражен регрессивный тип разреза, отличающийся относительно тонким переслаиванием пород, среди которых резко сокращается объем песчаников, в том числе в верхах свиты. В южной же части Сетте-Дабанской подзоны при сохранении характера переслаивания в составе свиты, как и в южной части Кыллахской подзоны, резко возрастает роль песчаников, особенно в верхних частях разреза [111, 321]. Мощность свиты на севере подзоны 1500–1900 м [432, 136, 89], на юге – увеличивается с запада на восток от 1600 до 2400 м [111].

Средняя подсерия (RF_{3us}), объединяющая устькирбинскую свиту и маямканскую толщу, распространена только в Юдомо-Майской СФЗ.

Устькирбинская свита* согласно залегает на кандыкской свите, имеет общие с ней районы распространения и представлена алевролитами, аргиллитами, реже песчаниками, гравелитами. В стратотипической местности, находящейся в пределах Кыллахской подзоны в северной части территории листа, нижняя часть (295 м) свиты представлена ритмичным чередованием темно-зеленых, темно-серых с зеленоватым оттенком алевролитов, аргиллитов и реже мелкозернистых песчаников, доля которых возрастает

*Выделена Р. М. Тонояном и Н. К. Крутовым в 1954 г. в бассейне среднего течения р. Юдома, где близ устья р. Кирби (Горби) изучен ее стратотип.

вверх по разрезу. Мощность ритмов колеблется от 0,05–0,15 до 0,25–0,6 м. Выше по разрезу (160 м) наблюдается чередование пластов алевролитов (10–30 м) и аргиллитов (7–14 м). В алевролитах встречаются прослойки песчаников, в аргиллитах – алевролитов. Верхняя часть (175 м) свиты представлена аргиллитами с пачками (до 7 м) ритмичного чередования алевролитов и аргиллитов (Старников, 1990 г.). Подобное строение свиты наблюдается и по простираению к югу в пределах Кыллахской подзоны, в бассейнах рек Горби [321], Ляки [6], Турча [7], Северный Уй [68]. Отличия в основном заключаются в том, что на южном окончании подзоны, преимущественно в нижней части разреза, присутствуют пласты (до 12 м) полимиктовых, вулканомиктовых и кварцевых, часто известковистых мелкозернистых песчаников. В верхней части разреза совместно с песчаниками отмечаются гравелиты. Мощность свиты возрастает с запада на восток: на севере подзоны от 300 до 750 м, на юге – от 550 до 1050 м.

В Сетте-Дабанской подзоне свита отличается более крупнозернистым составом отложений. На восточных склонах хр. Улахан-Бом, на севере территории листа, пачка (450 м), начинающая разрез, как и в Кыллахской подзоне, представлена в основном переслаивающимися алевролитами и аргиллитами, но с преобладанием в верхней и нижней частях слоистых алевролитов и наличием горизонта (140 м) слоистых песчаников с прослоями алевролитов в середине. В алевролитах основания свиты отмечаются линзы гравелитов. Вышележащая пачка (430–440 м) представляет собой грубое чередование песчаников полимиктовых, граувакковых и существенно кварцевых, в которых распространены прослойки алевролитов. Далее следует пачка (490 м) грубеющего вверх по разрезу переслаивания алевролитов и кварцевых песчаников, а завершает разрез пачка (250–300 м) переслаивания алевролитов, аргиллитов и песчаников. В песчаниках средней части разреза свиты определены акритархи *Leiosphaeridia effusa* (Scher.), *L. sinica* (Tim.), *L. vesljanica* (Tim.), *L. minor* (Scher.), *L. pelucida* (Scher.), *Protosphaeridium densum* Tim., *Leiothrichoides typicus* Herm. [432]. Мощность свиты на севере Сетте-Дабанской подзоны 1300–1400 м. В южной части подзоны характер разреза свиты и ее мощность принципиально не меняются [4, 111].

Маямканская толща имеет ограниченное распространение на юге Сетте-Дабанской подзоны, в междуречье Немуйкан–Иникан и на левобережье нижнего течения р. Мурамня. Она согласно залегает на устькирбинской свите и почти полностью сложена массивными мелко- и среднезернистыми, преимущественно косослоистыми красноцветными кварц-полевошпатовыми песчаниками мощностью 500–550 м. На отдельных участках (бассейн р. Иниканчан) в нижней части разреза отмечаются крупнозернистые разности песчаников. В бассейне р. Мурамня в разрезе наблюдаются слои (0,5–1,0 м) вишневых алевролитов, в верхней части чередующиеся с пластами (5–16 м) песчаников [354].

В целом мощность средней подсерии уйской серии на юге Сетте-Дабанской подзоны достигает 1500 м.

Возраст уйской серии определяется ее стратиграфическим положением между лахандинской и юдомской сериями, наличием в породах устькир-

бинской свиты богатого позднерифейского комплекса микрофоссилий [117] и К-Аг датировкой (783 млн лет) глауконита из песчаников кандыкской свиты [96].

Венд. Юдомская серия (*Vjud*). На этапе ГСР-200 1960–1970-х годов объединенные в нее отложения выделялись в одноименную свиту раннекембрийского возраста, разделенную на две подсвиты. Детальные исследования В. Г. Работнова, М. А. Семихатова и др. [123], обосновавших принадлежность этих отложений к венду, послужили основанием для перевода юдомской свиты в ранг серии с выделением в ее составе двух свит – аимской и устьюдомской [116]. На территории Республики Саха (Якутия) юдомская серия выделяется в объеме юкандинской и сарданинской свит [133, 495]. В. И. Сухоруков [137] считает, что последняя из них соответствует устьюдомской и аимской свитами вместе взятым, а аналогов юкандинской свиты в южной части Учуро-Майского района достоверно не установлено. Из этого следует, что нижняя граница юдомской серии, возможно, не является изохронной.

В пределах рассматриваемой территории серия со стратиграфическим и угловым несогласием залегает на различных стратонах рифея и представлена доломитами, которыми подчинены песчаники, известняки, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты, реже кремнистые породы. При распространении терригенных пород преимущественно в нижней части, а карбонатных – в верхней она характеризуется различным строением разрезов в Учуро-Майской плите и Юдомо-Майской СФЗ.

В *Учуро-Майской плите* разрез нижней части юдомской серии (аимской свиты) не выдержан по простиранию и мощности даже в стратотипической местности [141]. Так, в стратотипе аимской свиты на правом берегу р. Аим выше устья р. Чалака на доломитах керпыльской серии залегают полевошпат-кварцевые серые, светло-серые песчаники и гравелиты (20 м), выше по разрезу их сменяют известняки глинистые битуминозные (5 м), затем – доломиты битуминозные (15 м). В 30–35 км к северо-востоку, на левом берегу нижнего течения р. Мая близ устья р. Нерюзна, на известняках лахандинской серии залегают уже алевролиты песчанистые, известковистые (20 м), а разрез наращивают доломиты (55 м), в верхней половине разреза битуминозные и слоистые. Еще северо-восточнее, на левобережье р. Кюбю-Иде, на известняках лахандинской серии залегают: доломиты глинистые, темно-серые, полосчатые, в верхней части битуминозные – 35 м; известняки доломитистые темно-серые – 15 м; доломиты известковистые серые полосчатые – 12 м; известняки битуминозные с прослоями песчанистых разностей – 28 м. Мощность разреза здесь возрастает до 90 м. Далее к северо-востоку, в бассейне р. Малый Кандык [112], на размытой поверхности кварцитовидных песчаников кандыкской свиты залегают аргиллиты известковистые темно-серые (5 м), перекрытые битуминозными глинистыми доломитами (7 м) с остатками *Vesicularites bothrydioformis* (Krasn.), *Ves. concretus* Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. Доломиты в свою очередь перекрываются аргиллитами (5 м) с прослоями алевролитов (0,2 м) и онколитовых доломитов (до 1,5 м). Остальная часть разреза (68 м) сложена доломитами, в низах – темно-серыми, часто строматолитовыми с

прослоями аргиллитов, в средней части – битуминозными, черными, в верхах – глинистыми серыми и темно-серыми строматолитовыми с *Voxonia gramulosa* K o m. с прослоями аргиллитов. В бассейне р. Улахан-Крестях в существенно доломитовом разрезе мощностью около 100 м появляется базальный слой (1,5–2 м) песчаников полимиктовых мелко-среднезернистых с включением обломков осадочных пород, на котором залегает мало-мощный слой аргиллитов.

Близкий к стратотипу аимской свиты разрез нижней части серии наблюдается в северо-западной части Учуро-Майской плиты, в Аим-Алданском междуречье, но мощность его за счет доломитов, в т. ч. их глинистых разностей, слагающих пласты (до 15 м) среди песчаников, достигает 90 м [109]. Кроме того, песчаники в базальном горизонте здесь фациально переходят в алевролиты и аргиллиты, которые вместе с песчаниками в виде маломощных слоев (до 1 м) отмечаются и выше по разрезу, а в кровле среди доломитов появляются строматолитовые разности [92, 56].

Юго-восточнее стратотипической местности, в восточной части Учуро-Майской плиты на правобережье среднего течения р. Мая, в детально изученном разрезе нижней части серии в бассейне р. Лексена выше известняков лахандинской серии залегают [6] песчаники полевошпат-кварцевые средне- и крупнозернистые темно-серые, грязно-зеленые со слабо выраженной слоистостью и редкими включениями хорошоокатанных галек песчаников и алевролитов – 5,5 м; аргиллиты голубовато-серые листоватые, внизу с прослоем (0,8 м) алевролитов, вверху тонко переслаивающиеся с алевролитами и с линзами (до 3 см) битуминозных доломитов – 5,5 м; чередующиеся через 0,6–5 м известняки доломитистые битуминозные и аргиллиты – 12,5 м; доломиты онколитовые с *Vermiculites irregularis* (R e i t l.) Z. Z h u r., *Vesicularites composites* Z. Z h u r., в низах с прослоями (5–7 см) песчаных разностей – 3,5 м; чередующиеся через 0,2–2,8 м аргиллиты и доломиты, в верхах онколитовые, в средней части с единичными прослоями (0,5–0,6 м) алевролитов и известняков – 27,3 м; известняки доломитистые тонкослоистые – 8,5 м; доломиты битуминозные, вверху с прослоем (12 см) песчаников и аргиллитов – 11,9 м. Общая мощность разреза 74,7 м. К северо-востоку от этого разреза, на правобережье р. Ингили в районе Ингилийского выступа, в базальных песчаниках отмечаются прослои и линзы (до 0,7 м) мелкогалечных конгломератов, состоящих из хорошоокатанных галек кварцевых песчаников, реже алевролитов, кварца, кремнистых пород, гранитоидов и алевролито-песчаникового заполнителя. Там, где отложения налегают непосредственно на метаморфические и интрузивные породы выступа, в основании разреза отмечается дресвяно-щебенчатая кора выветривания мощностью до 0,6 м. Мощность отложений здесь уменьшается до 20 м.

Стратотип верхней части юдомской серии (устьюдомской свиты) изучен на левобережье р. Мая у устья р. Юдома, где на доломитах аимской свиты согласно залегают [112] песчаники кварцевые белые, сменяющиеся вверх по разрезу доломитами светло-серыми сахаровидными нечетко- и косослоистыми – 15 м; доломиты песчаные светло-серые массивные

с пластом (3 м) песчаников кварцевых известковистых белых – 45 м; доломиты известковистые светло-серые массивные с линзами онколитовых доломитов с *Vesicularites enormis* Z. Zhur, *Ves. flexuosus* Reitl. – 65 м; доломиты белые кавернозные с полостями (до 10 см), инкрустированными кварцем, сверху известковистые, пятнистые, пропитанные гидроокислами железа – 75 м. Мощность разреза 200 м. Вблизи стратотипа на правом берегу р. Юдома, в 7 км от устья, среди светлых доломитов верхней части разреза отмечаются коричневато-серые разности, содержащие включения асфальтита, а венчает разрез пласт белых сахаровидных доломитистых известняков с многочисленными *Anabarites trisulcatus* Miss. Приведенный стратотипический разрез верхней части серии в целом в пределах Учуро-Майской плиты выдержан по простиранию. Изменяется лишь мощность базального слоя кварцевых песчаников – до 1–2 м в Аим-Алданском междуречье [109, 92]. В верховьях левых притоков нижних течений рек Мая и Аим он выклинивается, а в основании разреза залегает горизонт строма-толитовых доломитов мощностью 35 м [141]. В этих же районах, а также на правобережье среднего течения р. Мая мощность свиты уменьшается до 120–160 м. В верховьях р. Маймакан в доломитах устьюдомской свиты отмечены тонкие (0,5–20 мм) прослойки фосфоритов [233].

В *Юдомо-Майской СФЗ* разрез нижней части серии (аимской свиты) так же, как и в Учуро-Майской плите, фациально не выдержан. В выходах на западе Кыллахской подзоны, протягивающихся в северном направлении из бассейна р. Чуя к устью р. Горби вдоль Нельканского разлома, он имеет существенно терригенный состав. Так, в типичном разрезе на левобережье нижнего течения р. Горби на размытых аргиллитах уйской серии залегают [121] песчаники полевошпат-кварцевые и кварцевые средне-крупнозернистые, переходящие в гравелиты – 20 м; доломиты алевритистые серые – 5 м; алевролиты серо-зеленые, зеленые, розовато-бурые – 3 м; доломиты известковистые пелитоморфные слабобитуминозные – 4 м; песчаники кварцевые известковистые мелко- и среднезернистые светло-серые, желтовато-серые массивные – 5 м; песчаники и доломиты известковистые пятнистые и серые – 10 м. Мощность разреза 47 м. В приустьевой части р. Горби в базальных песчаниках отмечаются линзы мелкогалечных конгломератов мощностью 0,3–0,6 м, а в вышележащем разрезе вместе с доломитами распространены доломитистые известняки, в т. ч. песчаные и глинистые оолитовые и онколитовые их разности. За счет известняков мощность разреза здесь возрастает до 70 м [96]. Такую же мощность (70 м) разрез имеет и на юге, в нижнем течении р. Чуя, но на базальном горизонте песчаников здесь залегает мощная (50 м) пачка, представленная доломитами с редкими прослоями (0,3–4 м) зеленых аргиллитов и серых слоистых доломитистых алевролитов [68]. Строение разреза, близкое к типичному, но при возрастании мощности слоев доломитов в его верхней части, наблюдается и в выходах центральной и восточной частей Кыллахской подзоны, протягивающихся из бассейнов рек Манакан, Уйкан и Томмутинжа далее на север, в бассейны рек Горби, Юдома и Хамна. В бассейне рек Турча и Онгондо на востоке подзоны отмечаются прослои

алевролитов с фосфатными конкрециями и фосфатсодержащих песчаников, седиментационных брекчий и углеродистых карбонат-кремнистых сланцев [7, 215]. С увеличением в разрезе доли доломитов с юга на север возрастает мощность аймской свиты от 70–75 [7] до 90–100 м [121, 133].

На севере Сетте-Дабанской подзоны, в междуречье Юдома–Акандя, в разрезе нижней части серии выделяются три пачки*. Нижняя пачка (40–45 м) представлена в основном песчаниками кварцевыми и полевошпатовыми мелко- и среднезернистыми, волнисто- и косослоистыми. В ее нижней части отмечаются линзы гравелистых песчаников и конгломератов, в средней – слои (до 3–5 м) пестроцветных алевролитов и аргиллитов с линзами конглобрекчий. Средняя пачка (30–35 м) представлена алевролитами, реже аргиллитами линзовиднослоистыми, переслаивающимися с доломитами, в основном глинистыми пестроокрашенными. В основании пачки залегают линзовидные прослои (до 0,5 м) конгломератов и конглобрекчий. В нижней части преобладают алевролиты, в верхней – доломиты. Верхняя пачка (50–55 м) сложена известняками, иногда доломитистыми мелкозернистыми прерывисто- и волнистослоистыми. Мощность разреза здесь 120–135 м [432]. На юге подзоны, в бассейне р. Иникан, нижняя часть (90 м) аймской свиты представлена песчаниками кварц-полевошпатовыми мелкозернистыми со слоями (2,5–5 м) серых и буровато-серых полосчатых алевролитов и песчаных доломитов, верхняя (140 м) – доломитами буровато-розовыми с тонкими (до 5 см) прослойками темно-серых кремнисто-глинистых пород [111]. В ее основании на некоторых участках (правобережье р. Нижний Иниканчан) отмечается непротяженный (до 1,5 км) пласт кварцевых гравелистов [354]. Севернее, в бассейне р. Иоткан, свита имеет иное строение. В основании разреза здесь на устькирбинских алевролитах залегает пласт (5–10 м) белых песчаных доломитов, перекрытый пачкой (50–80 м) тонкого переслаивания темно-серых известковистых алевролитов и пестроокрашенных известняков. Верхняя часть разреза (более 280 м), в низах которой залегают доломитистые известняки (20 м) с прослоями алевролитов, представлена в основном известковистыми алевролитами и меньше кварц-полевошпатовыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами. Мощность свиты в бассейне р. Иоткан достигает 355 м [354]**.

Разрез верхней части юдомской серии (устьюдомской свиты) в Кыллахской подзоне при преимущественно доломитовом составе повсеместно начинается с горизонта (от 3 до 16 м) мелко- и среднезернистых белых и светло-серых кварцевых известковистых песчаников, иногда (нижнее течение р. Чуя) с прослоями аргиллитов***. В основной доломитовой части разреза преобладают мономинеральные и известковистые тонко- и мелкозернистые разности белого и светло-серого цвета. В подчиненном количестве присутствуют алевритистые и песчаные доломиты. Нередко

* В. И. Сухоруков [432] относил их к нижней подсвите сарданинской свиты.

** А. В. Матвеев [321] отложения, выделенные Л. Р. Переверзевым [354] в бассейне р. Иоткан в составе аймской свиты, относит к устьюдомской свите.

*** Некоторые предшественники [121] относят этот горизонт песчаников к верхам разреза аймской свиты.

отмечаются крупнозернистые доломиты с порами и кавернами, инкрустированными мелкими кристаллами кварца, иногда кальцита. В доломитах встречаются линзовидные кремнистые стяжения, в верхней части разреза присутствуют единичные прослои (1–1,5 м) онколитовых доломитистых известняков. На некоторых участках в средней части разреза появляются прослои и линзы кварцевых известковистых песчаников мощностью до 4 м [7] и конгломератов с гальками доломитов в кварц-карбонатной цементирующей массе [68]. На юге подзоны, в бассейне р. Онне, на горизонте кварцевых песчаников (16 м) под мощной (190 м) пачкой доломитов залегает пласт (30 м) известняков онколитовых светло-серых с многочисленными линзами и прослоями (до 0,3 м) известковистых доломитов [7]. Такой же пласт известняков с прослойками аргиллитов (до 1 см) и прослоями доломитов (0,5–1,2 м) залегает на горизонте песчаников и на севере подзоны, в междуречье Юдома–Хамна. Известняки здесь также слагают пласт (30 м) в верхах свиты и единичные прослои среди доломитов, а доломиты в нижней части разреза через 0,5–1,5 м чередуются с аргиллитами. В известняках и доломитах определены богатые комплексы микрофитоцитов [133]. Мощность устьюдомской свиты в Кыллахской подзоне увеличивается с запада на восток: в южной ее части от 200 до 250 м, в северной – от 280 до 350 м.

В Сетте-Дабанской подзоне состав свиты резко изменчив. На севере подзоны на известняках аймской свиты залегают доломиты среднезернистые, в т. ч. известковистые (70–75 м). В низах и верхах пласта часто отмечаются линзы кремнистых пород. Выше следуют мелко- и среднезернистые известняки, слагающие мощную (135–150 м) пачку. В нижней части они битуминозные, в верхней – доломитистые и доломитовые с прослоями доломитов, линзами и стяжениями темно-серых кремнистых пород [432]. В южной части подзоны в составе свиты резко доминируют белые массивные доломиты. В ее основании на аймской свите, а в нижнем течении р. Мурамня, по данным Л. Р. Переверзева [354], на маямканской толще залегает горизонт полевошпат-кварцевых, часто известковистых песчаников. Мощность его резко уменьшается в северном направлении – от 40–55 м в бассейне р. Иникан до 5 м в бассейне р. Мурамня. В нижней части разреза доломитов мощностью более 250 м здесь отмечаются пласты (до 8 м) известковистых разностей, в верхней – линзообразные и неправильной формы тела доломитовых брекчий [321]. В фрагментарных выходах в Ловийском выступе устьюдомская свита представлена песчаниками, переслаивающимися (через 15–20 м) с доломитами и образующими пачки тонкого линзовидного переслаивания с алевролитами. В доломитах присутствуют водоросли, определенные как *Judomophyton minusculum* Колосов, *J. unifarium* Колосов [432]. Мощность свиты на юге подзоны 345–400 м, в Ловийском выступе – 330–350 м, на севере – 215–220 м.

Суммарная мощность юдомской серии в Учуро-Майской плите – 140–330 м, в Юдомо-Майской СФЗ – 520–590 м.

В приграничной северной части территории листа, в бассейнах рек Хамна, Пуханил, Дэлиндэ, карбонатные породы верхней части разреза юдомской серии вмещают стратиформные залежи полиметаллических руд

(месторождения Сардана, Уруй, Перевальное), в бассейне р. Мая – проявления фосфоритов.

Вендский возраст юдомской серии определяется ее трансгрессивным залеганием на различных горизонтах рифейских отложений, налеганием на нее нижекембрийской пестроцветной свиты, нижние горизонты которой содержат остатки фауны томмотского яруса, и специфическим набором микрофитоцитов, водорослей, строматолитов, акритарх, ангустиокреид [154, 432, 133, 117]. **К-Аг возраст глауконита из отложений аимской свиты** – 650, 600 млн лет [123, 100], устьяюдомской свиты – 570, 550 [67, 66], 620, 610, 580 млн лет [123].

ПОЗДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ–КЕМБРИЙ

Венд–ранний кембрий. Килькинская свита ($V-C_1kl$) выделена в Аяно-Шевлинском перикратонном прогибе Сибирской платформы, где локально распространена в бассейнах рек Лантарь и Мерикон на юго-восточном склоне Прибрежного хребта. Стратотип ее изучен на прилегающей с востока территории в береговых обрывах Аянского полуострова [36]. Подстилающие свиту образования на территории листа не обнажены. Ее видимая нижняя часть (более 300 м) сложена преимущественно известковистыми алевролитами и аргиллитами, часто рассланцованными, с прослоями известняков и доломитов, верхняя (700 м) – тонкопереслаивающимися темно-серыми и зелеными алевролитами, аргиллитами, доломитами, известняками. В низах видимого разреза свиты отмечаются доломитовые брекчии с прослоями алевролитов, в верхах – прослой мелко- и среднезернистых кварцевых песчаников. Видимая мощность свиты 1000 м [249].

Венд-раннекембрийский возраст свиты принят по наличию в доломитах микрофитоцитов *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), известных из верхнего рифея и нижнего кембрия [249].

КЕМБРИЙ

На Сибирской платформе преимущественно карбонатные отложения кембрия выделяются в Аяно-Шевлинском перикратонном прогибе (нячинская свита) и в Учуро-Майской плите (пестроцветная, иниканская, чайская, устьмайская свиты). В Кыллахской подзоне Юдомо-Майской СФЗ Верхояно-Колымской складчатой системы разрез кембрийских образований подобен таковому в Учуро-Майской плите, но завершается верхнекембрийской джунюканской свитой. Пестроцветная и иниканская свиты там, где они как самостоятельные стратоны не выражаются в масштабе карты, показаны объединенными. В Сетте-Дабанской подзоне в разрезе кембрия увеличивается роль терригенных пород (нижняя часть) и доломитов (верхняя часть) при значительной мощности отложений. Это послужило основанием выделить в этой подзоне [354, 168] самостоятельные толщи:

иниканчанскую, алакитскую, ариавканскую, кадакчанскую и сюрбелляхскую, впоследствии [117] переведенные в ранг свит. Первые четыре свиты, как не всегда выражающиеся в масштабе карты, авторами записки объединены в мурамнянскую серию.

Ранний кембрий. Нячинская свита (Є_1nc), выделенная в Аяно-Шевлинском перикратонном прогибе, ограниченно распространена на юго-восточных, частично северо-западных склонах Прибрежного хребта, где обнажена лишь нижняя ее часть, согласно залегающая на килькинской свите и с разрывом перекрытая лантарской свитой силура. Она сложена однообразными черными битуминозными известняками и доломитами с редкими прослоями и линзами (0,2–0,5 м) доломитовых брекчий и кремнистых пород. Видимая ее мощность 700 м [249].

Раннекембрийский возраст свиты обосновывается находками в известняках микрофитолитов, определенных З. А. Журавлевой и М. С. Якшиным как *Osagia minuta* Z. Zhur., *O. densa* Z. Zhur., *O. tenuilamellata* (Reitl.), *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *Volvatella vadosa* Z. Zhur. [117].

Пестроцветная свита (Є_1ps) получила свое название по разнообразной окраске слагающих ее пород. Она начинает разрез существенно карбонатных отложений кембрия Учуро-Майской плиты и Кыллахской подзоны Юдомо-Майской СФЗ, согласно или с признаками местного размыва залегая на юдомской серии. На этапе ГСР-200 в западной части Учуро-Майской плиты (междуречье Аим–Алдан) ее разрез по литологическим признакам и особенностям собранных органических остатков разделялся на две части (подсвиты). Нижняя часть представлена в основном монотонными красноцветными или сероцветными известняками, содержащими многочисленные остатки хиолитов и гастропод, верхняя – пестроокрашенными пятнистыми разностями известняков с остатками трилобитов.

Опорный для междуречья Аим–Алдан разрез пестроцветной свиты задокументирован в долине р. Джанда, где на доломитах юдомской серии последовательно залегают [109] известняки доломитистые буровато-желтые тонкозернистые с глауконитом и многочисленными остатками раковин хиолитов *Allatheca degeri* (Holm.), *A. corrugata* Miss., *Turcutheca* sp., *Conotheca mammilata* Miss. – 10 м; известняки доломитистые и глинистые желтовато-бурые тонкозернистые с прослоями зеленоватых афанитовых известняков с зернами глауконита и ядрами хиолитов – 10 м; известняки вишнево-красные глинистые с прослоями (2,5–3 м) зеленовато-серых известняков – 25 м; известняки зеленовато-серые с прослоями (1–1,5 м) вишнево-красных глинистых известняков – 15 м; известняки вишнево-красные комковатые – 15 м; известняки вишнево-красные с прослоями (до 5 м) светло-серых афанитовых известняков – 25 м. Мощность этого разреза, характеризующего нижнюю часть свиты, 100 м. Она незначительно возрастает (до 110 м) в восточном направлении и постепенно уменьшается (до 50 м) с северо-запада на юго-восток, к междуречью Малый Аим–Большой Аим, где в основании разреза присутствуют фосфатсодержащие доломиты [56]. Верхнюю часть разреза свиты слагают известняки светло-серые комковатые – 25 м; известняки вишнево-красные массивные и комковатые

с прослоями (до 2 м) глинистых известняков – 27 м; известняки красные и вишнево-красные комковатые и плитчатые, в кровле с отпечатками раковин брахиопод *Obolella* sp., ядрами и обломками хиолитов *Hyolithidae* fam. indet. и остатками трилобитов – 25 м; известняки глинистые серые и зеленовато-серые пятнистые комковатые и плитчатые с остатками брахиопод *Acrotretidae* (*Linnarssonina*) *lingulella* sp., *Obolella chromatica* Billings (определения Ю. Л. Пельмана), хиолитов и трилобитов *Pagetiellus lenaicus* (То11) – 18 м; известняки зеленовато-серые и красноватые пятнистые, в верхней части – слой (7 м) доломитов желтых и зеленовато-серых – 20 м. Мощность разреза, характеризующего верхнюю часть свиты, 115 м. В восточном направлении она уменьшается и уже в бассейне р. Чалака составляет 50 м [92]. Мощность пестроцветной свиты в междуречье Аим–Алдан 150–215 м.

Северо-восточнее, на левобережье р. Мая, в разрезе свиты возрастает доля глинистых известняков, в основании отмечаются известковистые глинистые алевролиты (до 10 м), выше в виде редких прослоев (2–3 м) – кремнистые и алевролитистые известняки, переслаивающиеся (через 1–5 м) с глинистыми разностями. В известняках верхней части разреза Н. П. Суворовой определены трилобиты *Triangulaspis lermontovae* L a z., *Pagetiellus porrectus* L a z., *P. lenaicus* (То11), *Calodiscus* sp., *Hebediscus* sp. Мощность свиты здесь уменьшается до 80–150 м [141].

На юго-западе Учуро-Майской плиты, в верховьях р. Большой Аим, среди известняков нижней части (80–90 м) разреза свиты отмечаются доломитовые и мергелистые разности. В верхней части (80–130 м)*, кроме доломитовых и мергелистых известняков, присутствуют пласты (до 15 м) доломитов и прослои (0,3–0,4 м) мергелей. Мергели содержат остатки трилобитов *Pagetiellus lenaicus* (То11), *P. tolli* L e r m., археоциат *Ajacicyathus* sp., брахиопод *Botsfordia caelata* (H a l l). Мощность свиты здесь увеличивается с запада на восток от 160 до 220 м [83].

На востоке Учуро-Майской плиты доминируют глинистые разности пестроокрашенных известняков. С ними в виде прослоев (до 0,1 м) ассоциируют известковистые аргиллиты с остатками хиолитов *Hyoliteis jakutensis* L e r m. и трилобитов *Judomia dzevanovskii* L e r m., *Pagetiellus lenaicus* (То11), *Hebediscus* cf. *ponderosus* L e r m. На правобережье р. Юдома в средней части разреза отмечаются пласты тонкоплитчатых доломитов и известняков с зернами глауконита. Мощность свиты здесь 40–50 м [96, 112].

В Кыллахской подзоне в качестве опорного может считаться разрез на левобережье р. Горби, изученный в процессе ГМК-200 [321]. Сложен он в основном зеленовато-серыми обычно глинистыми известняками, в нижней части с прослоями (1–3 см) аргиллитов, нередко через 5–30 см чередующихся с розовато-серыми известняками, в средней и верхней – с единичными пластами (1–3 м) известковистых алевролитов. В низах разреза встречаются прослои (10 см) мергелей. Там же, в береговых обнажениях р. Горби ниже устья р. Тайма, в верхах разреза распространены доломитовые и глауконитовые известняки с прослоями фосфатистых аргиллитов

*И. П. Кузнецов [83] относил эту часть разреза к нижней подсвите тумулдурской свиты.

и с фосфато-известковистыми и монофосфатными желваками и интракластами микросфорита [371]. В известняках и аргиллитах захоронены остатки трилобитов *Pagetiellus tolli* Lerm., брахиопод *Botsfordia caelata* (Hall) и хиолитов. Мощность разреза здесь 100 м. Она является максимальной для свиты в Кыллахской подзоне. На других участках подзоны в разрезе свиты практически отсутствуют терригенные и фосфатсодержащие породы, а мощность свиты редко превышает 40 м [68, 5, 7]. На левобережье р. Челасин в глинистых известняках содержатся остатки гастропод *Aldanella attleborensis* (Schaler et Foerste), *Oelandiella korobkovi* Vost., *Anabarella plana* Vost. [111].

Общая мощность свиты 40–220 м.

Известные в отложениях пестроцветной свиты органические остатки свидетельствуют о ее томмотском–ботомском возрасте [117, 300].

Ранний–средний кембрий. Иниканская свита (Є_{1-2} in) распространена там же, где и пестроцветная свита, на которой она залегает согласно. Сложена свита преимущественно известняками, как правило, битуминозными, аргиллитами и глинисто-кремнистыми породами, редко доломитами, мергелями, алевролитами, песчаниками.

В западной части Учуро-Майской плиты, в междуречье Алдан–Аим, иниканская свита практически полностью сложена известняками, причем в большинстве своем темно-серыми и черными битуминозными. В низах разреза в бассейне верхнего течения р. Эльге отмечаются зеленовато-серые глинистые известняки с прослоями (до 0,5 м) мергелей. В известняках сохранились остатки трилобитов *Pagetiellus ultimus* Laz., *Bergeroniellus lermontovae* Suv., *B. expansus* (Lerm.), *B. cf. flerovae* Lerm., *Neopagetina* sp. cf. *primaeva* Lerm. и др., а в верхах разреза – *Lermontovia grandis* Lerm. В средней части разреза на правобережье р. Алдан в районе устья р. Налгахы в битуминозных известняках отмечаются кремнистые стяжения (6 × 2 см), а в верхней – конкреции (2–8 см) черных кремней и линзы (10–15 см) зеленовато-серых карбонатно-кремнистых пород [109]. В бассейне р. Чалака в верхней части разреза присутствуют прослои известковистых алевролитов, а по всему разрезу – линзы горючих сланцев [113]. В бассейнах рек Дянда, Кебиликян и Муотакан в нижней и в верхней частях свиты присутствуют доломитистые известняки, переходящие в доломиты. В доломитах и известняках в разных частях разреза здесь наблюдаются многочисленные отпечатки трилобитов *Lermontovia grandis* Lerm., *Bergeroniellus gurarii* Lerm., *B. spinosus* Lerm., *B. asiaticus* Lerm., *B. expansus* Lerm., *Bergeroniaspis ornata* Lerm., *Bathyuriscellus convexus* Suv., *Kootenia jakutensis* Lerm., *Aldonia ornata* Lerm., а также археоциат *Tegerocyathus edelsteini* (Vologd.), *T. abakanensis* (Vologd.), *Retecyathus kuzmini* Vologd., *Claruscycathus solidus* Vologd., *Archaeosycos okulitchi* Z. Zhur. и др. [56]. Мощность свиты в Алдан-Аимском междуречье уменьшается от 140 м на западе до 100 м на востоке [113, 109]. Восточнее, на левобережье р. Мая, она резко сокращается до 40 м. Среди известняков здесь более широко распространены глинистые разности, в верхах разреза переслаивающиеся с глинисто-кремнистыми и кремнистыми известняками [141].

В восточной части Учуро-Майской плиты состав иниканской свиты фациально не выдержан. На севере, в бассейне р. Юдома, в ее составе при преобладании известняков повышенной битуминозности заметна роль известковистых, иногда окремнелых аргиллитов. Так, на правобережье р. Юдома в большей (около 20 м) средней части разреза общей мощностью 33 м они слагают слою мощностью до 2,2 м или тонко переслаиваются с известняками. В верхах разреза известняки содержат стяжения (1–3 см) марказита. Завершает разрез слой (2 м) черных глинисто-кремнистых пород с иризирующей поверхностью на свежем сколе. Во всех породах, слагающих разрез, сохранились многочисленные остатки тех же видов трилобитов, что и в западной части Учуро-Майской плиты. Кроме того, в черных битуминозных известняках верхней (5 м) части разреза встречаются остатки трилобитов (агностид) *Oryctocara majensis* Suv., *Oryctocephalops reynoldsiformis* Legm. и др. [96]. Юго-западнее, в междуречье Юдома–Мая, в разрезе свиты мощностью 20 м преобладают черные битуминозные мергели, часто кремнистые. Аргиллиты залегают в низах разреза и среди мергелей в средней его части. Известняки присутствуют лишь в виде прослоев в аргиллитах и слагают пласт в кровле разреза [112]. Южнее, в верхнем течении р. Ингили, состав свиты существенно глинисто-кремнистый. Нижняя часть (18 м) разреза представляет собой чередование глинисто-кремнистых пород (0,5–0,9 м), кремнистых доломитов и известняков (0,1–0,3 м), в т. ч. битуминозных. Верхняя его часть (22 м) сложена черными и темно-серыми тонкослоистыми глинисто-кремнистыми породами с редкими прослоями (0,1–0,4 м) битуминозных кремнистых доломитов [6]. Близкое строение и такая же мощность разреза (40 м) сохраняются и в более южных выходах свиты восточной части Учуро-Майской плиты [5, 68].

Строение и фациальные изменения состава иниканской свиты в Кыллахской подзоне в общих чертах близки к таковым в восточной части Учуро-Майской плиты. На севере, в бассейне р. Юдома, в разрезе тоже преобладают известняки, в т. ч. глинистые, кремнистые, битуминозные, чередующиеся с кремнисто-известковистыми и известковистыми аргиллитами. В средней части разреза отмечаются прерывистые прослойки желваковых фосфоритов. В верхах разреза (2,5 м) глинисто-известковисто-кремнистые породы чередуются (через 2–7 см) с известковистыми доломитами. В породах присутствуют остатки трилобитов, характерных для свиты в Учуро-Майской плите. Мощность разреза от долины р. Юдома нарастает на север от 15 до 60 м [133].

Южнее в составе свиты преобладают терригенные, а на отдельных участках карбонатно-кремнистые породы. В нижнем течении р. Горби в низах разреза обычно залегают аргиллиты, иногда с песчаниками (до 0,2 м) или алевролитами в основании. В средней части разреза аргиллиты (часто фосфатистые) чередуются с известняками и содержат редкие прослои мергелей, алевролитов, аргиллитовых, мергелистых и желваковых фосфоритов [371] и карбонатно-кремнистых пород. Последние преобладают в верхней части разреза, слагая на левобережье р. Горби ниже устья р. Тайма пачку мощностью около 20 м. Мощность свиты в бассейне р. Горби 32–38 м [321].

В южной части Кыллахской подзоны, в междуречье Тайма–Мая–Северный Уй, как и на юге восточной части Учуро–Майской плиты, в нижней части разреза свиты общей мощностью 40 м кремнистые доломиты через 0,3–0,8 м переслаиваются с кремнистыми известняками и глинисто-кремнистыми породами, в верхней преобладают глинисто-кремнистые породы, чередующиеся с кремнистыми доломитами [68, 5]. На крайнем же юге подзоны, в бассейне р. Челасин, в нижней части разреза свиты распространены битуминозные известняки с многочисленными отпечатками трилобитов *Bergeroniellus* cf. *expansus* Legm., *Binodaspis paula* Suv., *Pagetiellus lenaicus* (Toil), *Pagetina* cf. *primaeva* Legm. и др., в верхней – битуминозные кремнисто-глинистые породы с прослоями известняков. Мощность свиты здесь 90 м [111].

Общая мощность свиты 40–140 м.

Богатый комплекс остатков трилобитов и археоциат, собранных в отложениях иниканской свиты, характерен, по заключению Н. П. Суворовой [109, 56, 141 и др.], для ленского надъяруса нижнего кембрия, а агностид в верхней части разреза – для амгинского яруса среднего кембрия [96].

Пестроцветная и иниканская свиты объединены ($\text{Є}_{1-2}ps + in$). Тот и другой стратоны охарактеризованы выше. На геологической карте эти стратоны показаны объединенными в восточной, частично центральной частях Учуро–Майской плиты и в Кыллахской подзоне Юдомо–Майской СФЗ, где суммарная мощность их не превышает 150 м, а характер рельефа не позволяет отобразить их раздельно.

Мурамнянская серия ($\text{Є}_{1-2}mr$) объединяет раннекембрийские иниканчанскую, алакитскую, ариавканскую и среднекембрийскую кадакчанскую свиты, распространенные в Сетте–Дабанской подзоне Юдомо–Майской СФЗ. Нижняя часть разреза серии сложена в основном терригенными породами, верхняя – карбонатными.

Иниканчанская свита, начинающая разрез серии, распространена на юге Сетте–Дабанской подзоны, в междуречье Нет–Мая и в бассейне правых притоков р. Мая (реки Иоткан, Ариавкан, Мурамня и др.). По данным Л. Р. Переверзева [354], предполагается залегание ее на устьюдомской свите с местным стратиграфическим несогласием. Свита сложена алевролитами, аргиллитами, песчаниками, часто известковистыми, содержащими прослой и линзы конгломератов и известняков, иногда пласты известняков. Характерная особенность пород – их пестрая окраска, обусловленная присутствием в них тонкодисперсных гематита и хлорита.

В нижней части (320–500 м) разреза свиты преобладают алевролиты и аргиллиты, иногда с прослоями алевролитистых известняков или пачками (до 20 м) их переслаивания с аргиллитами, в верхней (260–385 м) – песчаники известковистые мелкозернистые с пластами (25–80 м) алевролитов и (в верхах разреза) алевролитисто-доломитистых известняков. На отдельных участках (бассейн р. Иоткан) в основании разреза залегает базальный слой песчаников и конглобрекчий с угловатыми обломками доломитов, а среди аргиллитов нижней части разреза (бассейн рек Средний и Верхний Иниканчан) – пласт мелкозернистых тонкослоистых известковистых песчаников [354]. Мощность свиты колеблется в пределах 500–900 м.

Наибольшая она в междуречье Иоткан–Ариавкан, где в составе свиты появляются грубообломочные породы.

Раннекембрийский возраст свиты определяется ее залеганием на отложениях венда и наличием в верхней части разреза на водоразделе рек Средний и Верхний Иниканчан остатков трилобитов *Judomia* aff. *mattaensis* L a z., *Pagetiellus lenaicus* (T o l l), *Acutaspis facilis* R e p., *Aldonaia pokrovskaja* K o r g., *Bonnaspis* cf. *acinosa* R e p., известных в отложениях зоны *Judomia* Сибирской платформы, и археоциат *Aldanocyathus anabarensis* (V o l o g d.), *A. arteintervallum* (V o l o g d.), *Spinocyathus longispinosus* A. Z h u r. и др., характерных для атдабанского яруса [14].

Алакитская свита, выделенная Л. Р. Переверзевым [354] в бассейне руч. Алакит (правый приток р. Мая), согласно залегает на иниканчанской. Как и иниканчанская, она имеет преимущественно терригенный состав, но при значительной доле известняков и доломитов. В стратотипическом разрезе наблюдаются песчаники кварцевые серые и светло-серые – 40 м; известняки песчаные тонкослоистые с остатками трилобитов и брахиопод – 85 м; аргиллиты с прослойками (2–3 см) и слоями (1–2 м) темно-серых и черных известняков с остатками трилобитов – 20 м; песчаники известковистые мелкозернистые тонкослоистые – 5 м; алевролиты известковистые с прослоями темно-серых известняков и известковистых песчаников – 20 м; доломиты светло-серые, серые, реже темно-серые – 25 м; песчаники известково-доломитистые с прослоями глауконитсодержащих разностей – 10 м. Мощность свиты по разрезу 205 м. Северо-западнее, на левобережье р. Ариавкан, в нижней части разреза уменьшается количество известняков, а в верхней они фациально замещают доломиты. В основании свиты здесь также залегают кварцевые (иногда доломитистые) песчаники (25 м), выше (60 м) они через 5–10 м переслаиваются с темно-серыми алевролитами, содержащими лишь линзы известняков. В верхней части разреза (145 м) распространены известковистые алевролиты в переслаивании с известняками, содержащими остатки трилобитов. Мощность свиты здесь 230 м. Западнее, в бассейне р. Иоткан, и восточнее, на левобережье р. Мурамня, строение разреза мало отличается от стратотипического. В бассейне р. Иоткан в алевролитах и аргиллитах, кроме прослоев черных битуминозных известняков, отмечаются прослойки темно-серых кремнистых пород. Южнее же, на левобережье р. Мая и в бассейне р. Иникан, горизонт кварцевых песчаников в основании разреза отсутствует, а на аргиллитах иниканчанской свиты залегают мелкозернистые доломитисто-известковистые песчаники (20 м) с прослоями алевролитов. Выше их сменяют темно-розовые алевролиты (15 м), затем доломиты, через 15–25 м чередующиеся с известковистыми и доломитисто-известковистыми песчаниками. Мощность свиты здесь уменьшается до 115 м [354].

Раннекембрийский возраст свиты определяют обнаруженные в известняках остатки трилобитов *Pagetiellus lenaicus* (T o l l), *Bergeroniellus micmaciformis* S u v., *B. ornata* L e r m., *Bergeroniaspis divergens* L e r m., *Parapageticia* sp., *Kooteniella* sp., *Binodaspis stabilis* J e g o r. (определения И. Я. Гогина [354]), *Proerbia bazasica* R e p., *Paramicmacca sibirica anomalica* J e g o r., водорослей *Botomaella zelenovi* K o r d e, *Prosulopora glabra* (K r a s n o p.),

Subtifloria delicata Masl., *Girvanella problematica* Nich. et Ether., *Renalcis pectunculus* K o r d e (определения А. М. Попова, Л. Н. Репиной [166, 354]) и археоцит *Retecyathus kuzmini* Vol., *Archaeocyathus* aff. *latini* (V o l o g d.), *Tegerocyathus karakolicus* K a s h., *T. ketemensis* R o s., *T. abakanensis* (V o l o g d.), *Syringocyathellus* aff. *kazachstani* K a s h., *Alexandricyathus edelsteini* (V o l o g d.) (определения Г. В. Беляевой [13, 354]), характеризующих тойонский и ботомский ярусы нижнего кембрия.

Ариавканская свита, согласно залегающая на алакитской, имеет преимущественно доломитовый состав. В стратотипе в бассейне р. Алакит она сложена исключительно мелко- и микрозернистыми в основном темно-, реже светло-серыми массивными доломитами, а в верхней части разреза – их слоистыми разностями [354]. Севернее, в верховьях р. Ариавкан, в верхней части разреза среди доломитов отмечаются слои (4–9 м) графитистых известняков, а на водоразделе Ариавкан–Алакит – прослой известняков с остатками трилобитов, водорослей и брахиопод [321]. Известняки (в основном темно-серые слоистые) распространены также в верхней части разреза южнее, в бассейне р. Иникан. Мощность свиты возрастает с юга на север от 200 до 700 м.

В Решениях Четвертого ДВ МРСС [117] ариавканская свита относилась к среднему кембрию. При ГМК-200 установлено, что прослой известняков с остатками трилобитов *Bergeroniellus usitata* E. R o m., *Bergeroniaspis subornata* S u v., характерных, по мнению Л. Н. Репиной, для ботомского–тойонского ярусов, и водорослей, среди которых А. М. Поповым определен вид *Renalcis pectunculus* K o r d e, руководящий для тойонского яруса, находятся не в разрезе алакитской свиты, как считал Л. Р. Переверзев [354], а в разрезе ариавканской свиты. Это послужило основанием для отнесения ее к раннему кембрию [321].

Кадакчанская свита, впервые выделенная М. Э. Аном [168] на сопредельной к востоку территории, среди подразделений мурамнянской серии имеет наибольшее площадное распространение. Ее выходы в виде полосы субмеридионального направления прослеживаются практически вдоль всей западной границы Сетте-Дабанской подзоны и занимают значительные площади в междуречье Ариавкан–Мурамня и в бассейне левых притоков р. Мая. Она согласно залегает на ариавканской свите и сложена преимущественно известняками, меньше – доломитами с прослоями аргиллитов, алевролитов и кремнистых пород. За нижнюю границу свиты принята подошва пласта пестрых (зеленых, вишневых и др.) глинистых доломитов, залегающих на темно-серых доломитах или известняках ариавканской свиты.

На юге подзоны, в бассейне р. Иникан, в низах разреза (230 м) наблюдается чередование глинистых доломитов, содержащих прослой (до 1,3 м) известняков, с доломитисто-известковистыми алевролитами, а выше (около 650 м) – глинистых или доломитистых, иногда оолитовых и строматолитовых известняков преимущественно с мелко- и микрозернистыми доломитами при мощности пластов 15–75 м. В известняках отмечаются прослой доломитов, в верхней части разреза – слои известковистых мелкозернистых песчаников. Для пород характерны тонкая (0,5–3 см) параллельная, реже

волнистая слоистость, комковатость, белая, зеленовато-серая, вишнево-красная, охристо-рыжая окраска. Мощность свиты здесь 880 м. Подобное строение разреза наблюдается и в междуречье Ариавкан–Мурамня, но мощность свиты уменьшается до 500–600 м [354]. На западе подзоны в разрезе свиты преобладают известняки, в низах доломитистые с редкими прослоями и пластами (до 30 м) известковистых алевролитов и аргиллитов и линзами темноокрашенных кремнистых пород. В основании разреза иногда фиксируются конглобрекчии. Мощность свиты здесь варьирует от 600 до 900 м [321].

Среднекембрийский возраст кадакчанской свиты основан на находках на левобережье р. Ариавкан в известняках ее верхней части остатков трилобитов *Tomagnostus perrugatus* Gronw., *Hypagnostus parvifrons* Linnaeus., характерных для майского яруса [4].

Общая мощность мурамнянской серии достигает 2700 м.

Средний кембрий. Чайская свита (С₂с₃) согласно залегает на иниканской свите и представлена в основном глинистыми известняками, в меньшей мере доломитами, аргиллитами и мергелями.

На севере и востоке Учуро-Майской плиты свита сложена исключительно известняками. Лишь в ее низах на правом берегу р. Алдан присутствуют слои мощностью 2–2,5 м известковистых мергелей, а в основании разреза в долине р. Мая ниже устья р. Юдома – известковистых аргиллитов [109, 96]. Среди известняков преобладают сероцветные глинистые разности. В нижней части разреза в междуречье Чалака–Чыян с ними ассоциируют мергелистые и алевролитистые известняки, в бассейне р. Муотакан преимущественно в верхней части разреза отмечаются песчаные и битуминозные разности [113, 56]. На западе плиты, в бассейне р. Эльге и в верховьях рек Курунг-Юрях и Муотакан, нижняя часть (более 100 м) разреза свиты сложена массивными и кавернозными серыми доломитами с редкими линзами (мощностью 1,3–0,3 м, протяженностью 10–15 см) карбонатно-кремнистых пород и прослоями темно-серых битуминозных известняков, верхняя – массивными и тонкослоистыми сероцветными известняками [109, 56]. Мощность свиты в Учуро-Майской плите колеблется от 160 до 240 м, причем наибольшая она на западе и востоке плиты.

В Кыллахской подзоне Юдомо-Майской СФЗ при преобладании в составе свиты глинистых известняков, в нижней части ее разреза на севере подзоны широко распространены известковистые аргиллиты или глинистые мергели. На правом берегу р. Юдома (бассейн р. Ньюрукан) в видимом разрезе мощностью 150–250 м преобладают разноокрашенные (темно-серые, темно-зеленые, красно-коричневые) известковистые аргиллиты. Они переслаиваются со светло-серыми известняками в ритмах мощностью от 5–8 см до 0,3–1,0 м, а в низах разреза содержат цепочечно-прерывистые прослои серых и розовато-серых известняков, придающих породам узловатую текстуру [133]. Южнее, в нижних течениях рек Горби и Тайма, низы разреза (50 м) представлены пачкой переслаивающихся (через 0,01–4,0 м) сероцветных известняков, зеленовато-серых глинистых известняков, в основании (1–6 м) желваковых их разностей, имеющих линзовидно-слоистое строение, и зеленовато-серых, редко черных и вишневых известковистых

аргиллитов. В верхней части этой пачки аргиллиты с линзами известняков слагают пласт мощностью около 15 м. Местами в известняках и аргиллитах отмечаются конкреции марказита до 2 см в поперечнике [321]. В южной части Кыллахской подзоны эта пачка в основании разреза свиты не фиксируется – очевидно, выклинивается. В разрезе глинистых известняков здесь присутствуют единичные прослои (0,2–0,8 м) песчанистых и обломочных их разностей [7, 68]. Мощность свиты в Кыллахской подзоне 400–450 м.

Мощность свиты варьирует от 160 до 450 м.

Среднекембрийский возраст чайской свиты обоснован многочисленными остатками трилобитов. На разных участках распространения свиты в Учуро-Майской плите среди них Н. П. Суворовой определены *Tomagnostus fissus* (L u n d.), *Triplagnostus gibbus* (L i n n a r s.), *Ptychagnostus atavus* (T u l l b.) и др. [109, 56, 141 и др.], которые являются руководящими формами амгинского яруса [117]. Остатки трилобитов в нижней части разреза свиты в Кыллахской подзоне, среди которых определены *Ptychagnostus praecurrens* (W e s t.), *P. atavus* (T u l l b.), *P. lundgreni* (T u l l b.), *Solenopleura lenaica* L e r m., *S. ferovae* L e r m., *Tomagnostus fissus* (L u n d.), *Goniagnostus nathorstii* (B r o g g.), *Hypagnostus truncatus* (B r o g g.), *Doryagnostus incertus* (B r o g g.) и др. [121, 7, 68, 321], указывают, по заключению Н. П. Суворовой, на амгинский или майский ярусы среднего кембрия. Кроме того, в процессе ГМК-200 [321] в известняках свиты впервые выявлены параконodontы *Prooneotodus* sp., Gen. et sp. nov., *Sagittodontus* sp.(?) и брахиоподы *Acrothele olenekensis* P e l m., по заключению Л. П. Эйхвальд, указывающие на амгинский возраст вмещающих их отложений.

Средний–поздний кембрий. Усть-майская свита (Є₂₋₃ит) широко распространена в северной части Учуро-Майской плиты, фрагментарно – в Кыллахской подзоне Юдомо-Майской СФЗ. Она согласно залегает на чайской свите, граница с которой проводится условно по подошве пласта плотных массивных или обломочных известняков. В отличие от чайской свиты, ее слагают преимущественно тонко- и мелкозернистые массивные известняки, которым подчинены глинистые разности с прослоями аргиллитов, известковистых доломитов, мергелей.

В Учуро-Майской плите наиболее характерный и полный (за исключением отсутствующего пласта массивных известняков в основании) послойный разрез свиты наблюдался по правому берегу нижнего течения р. Мая, где обнажены [96] известняки глинистые темно-серые, в верхней части (18 м) зеленовато-серые с прослоями известняков, обогащенных битумом – 38 м; известняки тонко- и мелкозернистые серые, синевато-серые, иногда глинистые, темно-серые, почти черные битуминозные с прослоями (до 5 см) известковистых аргиллитов – 64 м; известняки глинистые полосчатые с редкими прослоями комковатых известняков и известковистых аргиллитов – 150 м; известняки темно-серые мелкозернистые, иногда с волноприбойными знаками и следами ряби, переслаивающиеся с известковистыми аргиллитами – 119 м; известняки серые, темно-серые, тонкопереслаивающиеся с известковистыми аргиллитами – 150 м; известняки серые тонкозернистые

песчанистые с редкими прослоями (0,2–0,3 м) известковистых песчанистых и алевролитистых аргиллитов – 90 м. Мощность свиты по разрезу 610 м. Западнее, в бассейне нижнего течения р. Чабда, в низах свиты появляются песчанистые известняки и их слабобитуминозные разности с включениями твердого битума, а по всему разрезу видимой мощностью около 480 м возрастает роль известковистых аргиллитов, с которыми ассоциируют мергели. Последние слагают прослой мощностью 0,6–7 м. Верхняя часть разреза отличается повышенной битуминозностью известняков, возрастающей вверх по разрезу. Среди известняков нередко отмечаются желваковые и оолитовые разности. Далее к западу, в верховьях р. Чабда и на правобережье р. Алдан, мощность свиты резко возрастает до 1340 м. В низах разреза появляются бурые известковистые доломиты и желтовато-серые среднезернистые доломиты, которые переслаиваются с известняками в пачках мощностью 50–130 м. Количество мергелей заметно сокращается, а аргиллиты практически отсутствуют. В средней части и в верхах разреза мергели слагают пачки переслаивания с глинистыми известняками [93].

В Кыллахской подзоне состав свиты менее разнообразен. В бассейне р. Горби ее разрез мощностью до 400 м целиком слагают сероцветные известняки. Среди них выделяются мелко- и микрозернистые алевролитистые, оолитовые, редко обломочные разности, а в основании разреза – известняковые брекчии [321]. Южнее, в бассейне р. Тайма, в разрезе свиты мощностью 350 м распространены в основном мелкозернистые песчанистые известняки с обломочными разностями в основании, единичными пластами (20–25 м) аргиллитов и прослоями (до 0,2 м) песчанистых доломитов в средней части [7]. На юге подзоны, в междуречье Челасин–Северный Уй, залегают монотонные алевролитистые тонко- и мелкозернистые известняки с горизонтом обломочных разностей в основании и слоями (до 5–10 м) глинистых – по всему разрезу. Мощность свиты здесь 350–380 м [68, 111].

Мощность устьмайской свиты варьирует от 400 до 1340 м.

Среди многочисленных остатков трилобитов в известняках, аргиллитах и мергелях из разных горизонтов разреза свиты в Учуро-Майской плите Н. П. Суворовой определены *Anomocarioides limbataeformis* L e g m., *Hypagnostus brevifrons* (A n g.), *Aldanaspis truncata* L e g m., *Phalacroma glandiforme* (A n g.) и др., характерные для верхов майского яруса среднего кембрия [117]. В верхних слоях разреза свиты определены *Lejopyge laevigata* (D a l m.) – вид-индекс одноименной трилобитовой зоны, подошва которой, по А. Ю. Розанову и И. Я. Гогину [119], соответствует нижней границе аюсокканского яруса верхнего кембрия.

Поздний кембрий. Джунюканская свита (Є₃dž) в процессе ГСР-200 [121] и последующих мелкомасштабных картосоставительских работ [316, 28, 199] на территории листа не выделялась. Входящие в ее состав слои относились к верхам устьмайской свиты. В качестве джунюканской свиты они впервые выделены в северной части Кыллахской подзоны, в междуречье Алдан–Аллах-Юнь на территории Республики Саха (Якутия) [495]. На территории листа, в бассейне р. Горби, джунюканская свита выделена в процессе ГМК-200 [321].

Свита согласно залегает на устьмайской свите, граница с которой устанавливается по подошве пласта более прочных, чем в устьмайской свите, серых и темно-серых обломочных и оолитовых известняков с прослоями доломитистых песчаников. В вышележащем ее разрезе, кроме обломочных и оолитовых, распространены массивные, «комковатые», слоистые известняки с частыми (через 1–10 см) прослоями глинистых, песчанистых, органично-обломочных и доломитистых известняков, редко мелкозернистых песчаников и аргиллитов. Мощность свиты возрастает с запада на восток от 200 до 600 м.

Выявленные в процессе ГМК-200 в известняках свиты бассейна р. Горби остатки трилобитов *Eopatokephalus nyaicus* Ros. (определения А. В. Тимохина), *Faciura* cf. *premiera* Ros., *Loparella* sp., *Skjarella* sp. (определения И. Я. Гогина) характерны для верхних, а остатки брахиопод *Billingsella* sp. (определения И. В. Коровникова) – для нижних горизонтов верхнего кембрия. Конодонты *Proconodontus muelleri* Mill., *Prooneotodus gallatini* (Mill.), *Eoconodontus notchpeakensis* (Mill.), *Phakelodus tenuis* (Mill.), впервые выявленные в известняках свиты в нижнем течении р. Горби и в верховьях рек Бомнах и Юкин, по заключению Л. П. Эйхвальд, также свидетельствуют о позднекембрийском возрасте вмещающих их отложений [321].

С ю р б е л л я х с к а я с в и т а ($\mathbb{C}_{3,sr}$) с локальным стратиграфическим перерывом залегает на кадакчанской свите мурамнянской серии в Сетте-Дабанской подзоне, где она распространена в основном в бассейнах рек Иникан, Иоткан, Мурамня и междуречье Иоткан–Горби [321]. Она сложена разнообразными известняками, доломитами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками.

В стратотипической местности (по берегам р. Мая) в разрезе свиты резко преобладают сероцветные известняки, часто доломитистые, иногда песчанистые, строматолитовые, оолитовые и глинистые. В основании разреза отмечаются обломочные псефито-псаммитовые разности известняков мощностью до 1 м. Доломиты слагают маломощные прослои, а в верхах разреза – единичные пласты мощностью до 25 м. В верхней части разреза отмечаются слои (5 м) алевролитов темно-вишневой окраски. Мощность свиты здесь 120 м. Северо-восточнее, в бассейне р. Мурамня, в составе свиты возрастает роль доломитов (в т. ч. известковистых). Они слагают пласты (5–40 м) в верхней и нижней частях разреза. Алевролиты и известковистые песчаники присутствуют лишь в виде маломощных прослоев. В нижней части разреза отмечены сургучно-красные известковистые аргиллиты, слагающие пласт мощностью 13 м. Мощность свиты в бассейне р. Мурамня возрастает до 400 м (Переверзев, 1990 г.). На западе подзоны, по данным маршрутных наблюдений при ГМК-200 в междуречье Салахандо–Иоткан [321], свита сложена однообразными серыми и темно-серыми известняками, иногда переслаивающимися с желтовато-розовыми доломитами, а мощность ее достигает 1300 м. Столь резкое изменение мощности свиты, очевидно, связано с предордовикским размывом [354].

Возраст свиты определяется остатками трилобитов, характерных, по заключениям И. Я. Гогина [354] и Л. Н. Репиной [168], для отложений аюсокканского (*Kuraspis similis* N. Tchern. и др.), сакского (*Maduiya*

composita Ros., *M. cf. sibirica* Ros., *Piesaiella polarica* (Ros.) и др.), аксайского (*Kujandaspis* aff. *kujandensis* Jvsh., *Yurakia* cf. *yurakiensis* Ros. и др.) ярусов верхнего кембрия [117].

ОРДОВИК

Ордовикские отложения известны в Аяно-Шевлинском перикратонном прогибе Сибирской платформы (уйкинская свита) и в Сетте-Дабанской подзоне Юдомо-Майской СФЗ Верхояно-Колымской эпикратонной складчатой системы (саккырырская и лабыстахская свиты).

Ранний–средний ордовик. Уйкинская свита ($O_{1-2}^{?uk}$) слагает провесы кровли Лантарского интрузивного массива в бассейнах рек Лантарь и Таймень, где она представлена песчаниками, алевролитами, известняками, доломитами, углисто-глинистыми сланцами. Подстилающие ее образования неизвестны. По данным М. К. Жевержеевой [249], нижняя видимая часть свиты (400 м) сложена известняками и доломитами с прослоями известковистых алевролитов и кварцитовидных песчаников, средняя (400 м) – кварцитовидными песчаниками, содержащими слои (до 3 м) алевролитов и мраморизованных известняков, верхняя (600 м) – филлитизированными алевролитами и полимиктовыми песчаниками с прослоями известковистых песчаников, углисто-глинистых сланцев и доломитов. Мощность свиты 1400 м.

На соседней с востока территории уйкинская свита с размывом залегает на нижнекембрийской нячинской свите и перекрыта верхнеордовикской алдомской свитой. На этом основании ее возраст условно принят как ранний–средний ордовик [28, 117].

Саккырырская свита (O_{1-2}^{sk}) с признаками размыва [354] залегает на сюрбелляхской свите*, граница с которой проводится по подошве пласта кварцевых песчаников либо слоя известняковых брекчий, и представлена известняками, доломитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами**, редко кремнистыми породами и конглобрекчиями.

В разрезах, детально изученных при проведении ГСР-50 на юге Сетте-Дабанской подзоны, свиту можно разделить на три части [354]. В бассейнах рек Иникан и Мурамня нижняя ее часть (400–510 м) представлена доломитистыми и известковистыми песчаниками с пластами (30–60 м) песчано-доломитистых известняков, содержащих прослойки песчаников. Западнее же, в бассейнах рек Ариавкан и Июткан, где мощность этой части разреза возрастает до 700 м, в ней отсутствует пачка базальных песчаников, и она представлена серыми ритмичнослоистыми известняками с редкими пластами доломитов и доломитистых известняков. Средняя часть разреза

* А. В. Матвеев [321] считает, что саккырырская свита залегает на сюрбелляхской согласно, но фактический материал в пользу этого не приводит.

** На этапе ГСР-200 и ГСР-50 сланцеватые аргиллиты по петрографическому составу и текстуре диагностировались как известково-хлорит-слюдистые и глинисто-слюдистые, хлоритсодержащие известковистые сланцы.

(340–470 м) отличается выдержанным составом на всем протяжении свиты и представлена известковистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками в переслаивании с известняками. Верхняя часть свиты (до 600 м) существенно карбонатная. Преобладают темно-серые известняки, иногда доломитистые, среди которых встречаются обломочные и комковатые разновидности. Мощность свиты на юге Сетте-Дабанской подзоны около 1800 м.

На западе Сетте-Дабанской подзоны, по данным ГМК-200 [321], разрез свиты представлен чередующимися пластами и пачками песчанистых и глинистых известняков и известковистых песчаников с прослоями аргиллитов. Мощность его здесь не превышает 500 м.

На севере Сетте-Дабанской подзоны, в бассейне р. Юдома, нижняя часть (до 275 м) свиты представлена тонким (через 0,3–3,0 см) линзовидным переслаиванием зеленовато-серых алевролитистых известняков и аргиллитов. Отмечаются редкие пласты (до 30 м) песчанистых известняков. Для средней части (270–300 м) характерно равномерное тонкое линзовидное переслаивание различно окрашенных известняков и аргиллитов. На этом фоне выделяются редкие пачки (2–50 м) с заметным преобладанием плитчатых известняков. В верхней части свиты (350–375 м) наблюдаются в основном сероцветные известняки, иногда с линзами темно-серых кремнистых пород и слойками аргиллитов. В низах этой части свиты отмечаются маломощные пласты доломитов и линзы конглобрекций. Мощность свиты здесь достигает 950 м [432].

В разных районах мощность свиты варьирует от 500 до 1800 м.

Ранне-среднеордовикский возраст свиты определяется по органическим остаткам, выявленным в известняках бассейна р. Иникан [354]. Среди них определены брахиоподы *Tetralobula* aff. *delicatula* Ulr. et Gooper, *Apheorthis* cf. *submelita* Yadrinskina, относимые М. М. Орадовской к верхам тремадока, и конодонты *Scandodus warendensis* (Dr. et Jon.), *S. pseudoquadratus* (Br. et M.), *S.* cf. *warendensis* (Dr. et Jon.), отвечающие, по заключению Г. И. Абаимовой, аренигскому ярусу ордовика.

Средний–поздний ордовик. Лабыстахская свита ($O_{2-3}lb$) сложена известняками, песчаниками, доломитами и аргиллитами.

В южной части Сетте-Дабанской подзоны Юдомо-Майской СФЗ по правобережью р. Мурамня лабыстахская свита согласно налегает на саккырырскую и имеет следующее строение [354]: песчаники известковистые мелкозернистые с прослоями темно-серых песчанистых известняков – 80 м; доломиты песчанистые мелкозернистые темно-коричневые – 10 м; доломиты песчанистые мелкозернистые светло- и зеленовато-серые, в верхней части с конодонтами *Histiodellella sinuosa* (Graw. et El.), *Erismodus asymmetricus* (Grans. et Meht), *Periodon aculeatus* Hadd. и др. (определения Т. А. Москаленко) – 210 м. В верховьях р. Хабак, правого притока р. Мурамня, известняки содержат ругозы *Lambeophyllum profundum* (Conr.), *Primatophyllum primum* Kaljo (определения А. Г. Кравцова). Мощность свиты здесь 300 м.

Северо-западнее, в бассейне р. Дэлиндэ, в основании свиты залегают кварц-полевошпатовые песчаники (30 м), выше них – известняки, в т. ч. доломитистые и глинистые, с прослоями (0,6–1,3 м) доломитов и пластами

(25–45 м) пестроокрашенных песчаников (215 м). В известняках Х. С. Розман и В. А. Востокова определили гастроподы *Palaecmae* sp., *Hypseloconus* sp. [4].

Севернее, на правобережье р. Юдома, для нижней части свиты (300 м) характерно тонкое (первые сантиметры) линзовидное переслаивание песчанистых известняков и известковистых аргиллитов с редкими слоями (0,5–6,0 м) белых мраморизованных известняков. В верхней части (400 м) выделяются: мелко- и среднезернистые известняки массивные и слоистые с редкими слоями (до 1 см) известковистых аргиллитов – 250 м; грубо переслаивающиеся кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники с карбонатным цементом, прослойки песчанистых доломитов – 150 м [432]. В известняках установлены остатки гастропод *Hypseloconus* sp., *Palaecmae* sp. (определения В. А. Востоковой), в доломитах – кораллов *Fletcheriella gigantea* Преображенского (определения Б. В. Преображенского), табулят *Eofletcheria* sp. (определения И. И. Чудиновой) и брахиопод *Pleourorthis* ex gr. *costellata* Гоорег (определения Х. С. Розман) [89]. Мощность свиты здесь 700 м.

Мощность свиты варьирует от 300 до 700 м.

Средне-позднеордовикский возраст свиты определен по комплексу приведенных выше органических остатков, известных в среднем и верхнем ордовике Сибирской платформы.

ОРДОВИК–СИЛУР

Поздний ордовик–поздний силур. Тасканская серия (O_3 – S_2ts) объединяет кулонскую, гичинскую, баранинскую, таяхскую, оронскую и хуратскую свиты, которые прослеживаются из стратотипической местности в бассейне р. Верхняя Хандыга на юг, в бассейн р. Юдома [432]. В бассейнах рек Горби, Мурындакит и Иоткан, кулонская, гичинская и баранинская свиты уверенно не распознаются и формируют единый разрез (500 м), представленный преимущественно глинистыми доломитами, реже известняками и известковистыми песчаниками [321].

Кулонская свита на правобережье р. Юдома сложена преимущественно доломитами песчаными и алевритистыми мелкозернистыми массивными неясно-, волнисто- и линзовиднослоистыми. В нижней части ее разреза (10 м) доломиты находятся в грубом переслаивании с кварцевыми песчаниками с доломитовым цементом. В бассейне р. Кеатан доломиты в подошве свиты содержат обособления кварцевых песчаников, напоминающие уплотненную гальку. Мощность свиты 40–100 м [432].

Гичинская свита согласно залегает на кулонской. В бассейне р. Юдома [432] она представлена доломитами, в т. ч. алевритистыми и песчанистыми со слоями (1–3 мм) зеленовато-серых глинистых алевролитов и аргиллитов. В резко подчиненном количестве присутствуют прослойки розовых песчаников и известняков. В верхней части разреза отмечаются прослойки (1–3 см) серых, сиреневых и пятнистых туфопесчаников. Мощность свиты 90–100 м [432].

Баранинская свита в бассейне р. Юдома представлена преимущественно темно-серыми и черными битуминозными доломитами с единичными маломощными (первые сантиметры) прослоями лито-кристаллокластических туфов и туфопесчаников. В подошве свиты иногда наблюдаются линзы мелкогалечных конгломератов. Мощность свиты здесь 175–250 м [432].

Таяхская свита на правобережье р. Юдома представлена грубым чередованием пластов доломитов разной окраски – серой, темно-серой и черной. В верхней части свиты в доломитах отмечаются слои розовато-серых и сиреневых полевошпат-кварцевых и кремнисто-карбонатных песчаников. В верховьях рек Акандя и Кеатан в основании таяхской свиты наблюдается пласт мощностью до 50–70 м конгломератов, состоящих из полуокатанных галек и валунов (до 20 см) розовых доломитов, песчаников, кремнистых пород, доломитового и известково-доломитового заполнителя, а в верхах появляются пласты песчаников мощностью до 15–20 м. В береговых обрывах р. Юдома устанавливается налегание базальных конгломератов на баранинскую свиту [432], а южнее – на лабыстахскую, сюрбелляхскую и устькирбинскую свиты [321]. В верховьях р. Мурындакит в разрезе таяхской свиты мощностью 440 м преобладают обломочные, глинистые и доломитистые известняки, содержащие остатки табулята *Favosites mirandus* var. *multitabulata* Sok., *F. aff. discoideus* F. Roemer, *Paleofavosites turukhanicus* Sok., *Calapoecia canadensis* Billings. В междуречье Делиндэ–Ток мощность горизонта базальных конгломератов, которые по простираению часто замещаются кварцевыми и известковистыми песчаниками, возрастает до 300 м, а мощность свиты – до 610 м [321]. Многочисленные находки в породах свиты остатков табулята, среди которых, помимо указанных выше, определены *Favosites hisingeri* M. Edv., *F. constrictus* Hall, *Syringopora bonsdalei* d'Orb., *S. fascicularis* Lindstr., *Pachypora lonsdalei* d'Orb., *P. lamellicornis* Lindstr. и др., по заключениям К. Б. Хайзниковой, В. Ф. Барской, В. А. Сытовой, О. Н. Никифоровой, Ю. И. Тесакова, В. П. Столбова, характеризуют лландоверийский и венлокский века раннего силура [432, 4, 354, 321].

Оронская свита в бассейне р. Юдома [432] представлена массивными и плитчатыми, иногда битуминозными доломитами, содержащими слои розовато-серых кремнисто-карбонатных песчаников. Мощность свиты здесь не превышает 250 м. Органические остатки из нижней части свиты соответствуют венлоку, из более высоких горизонтов – лудлову [432]. Южнее, в верховьях р. Мурындакит, где мощность свиты возрастает до 550 м, разрез ее представляют [4] песчаники кварцевые мелкозернистые известковистые – 50 м; известняки, переслаивающиеся с «искристыми» доломитами и редкими пластами (до 20–30 м) известняковых конгломератов – 320 м; песчаники кварцевые мелкозернистые известковистые пестроокрашенные – 180 м. Восточнее, в бассейне р. Мурамня, свита такой же мощности сложена черными известняками с редкими пластами (20–30 м) алевролитов, известковистых доломитов и песчаников [354].

Хуратская свита обнажается лишь на правобережье р. Юдома, где сложена доломитами, в средней части разреза с пластами полевошпатово-кварцевых песчаников с доломитовым цементом. Для пород свиты характерна

пестрая окраска – красно-коричневая, красно-бурая, желтая, оранжевая, зеленовато-серая. Мощность ее достигает 250 м [432].

В целом мощность тасканской серии возрастает от 500 м в бассейне р. Горби до 1860 м в бассейне р. Юдома.

СИЛУР

Ранний–поздний силур. Лантарская свита ($S_{1-2}ln$) распространена в Аяно-Шевлинском перикратонном прогибе, где обнажается узкой полосой вдоль побережья Охотского моря от низовьев р. Лантарь до верховьев р. Мерикон. Свита сложена известняками, алевролитами и аргиллитами, которым подчинены песчаники, конгломераты, конглобрекции, ракушняка. Она с размывом и угловым несогласием залегает на венд-нижнекембрийской килькинской и нижнекембрийской нячинской свитах и с размывом перекрывается ниже-среднедевонской улуйканской свитой [36, 249].

Разрез свиты изучен Л. П. Эйхвальд и А. Д. Петуховым по р. Лантарь в ее стратотипической местности, где на аргиллитах килькинской свиты залегают песчаники разнозернистые с прослоями конгломератов и конглобрекций (0,2–6,0 м), известковистых алевролитов (1,3–1,5 м), реже органогенных известняков (до 0,1 м), ракушняка (0,5–1,5 см) и аргиллитов с остатками брахиопод* *Pentamerus* ex gr. *oblongus* (S o w.), *Zygospiraella* cf. *duboisii* (V e r n.), *Dalmanella* cf. *neocrassa* (N i k i f.), *Protatrypa* cf. *septentrionalis* (N i k i f.) и др., конодонтами *Panderodus* aff. *gracilis* (B r. et M.) – до 60 м; алевролиты известковистые серые, содержащие остатки брахиопод *Dalmanella neocrassa* (N i k i f.), *Pentamerus* ex gr. *oblongus* (S o w.), *Plectatrypa* cf. *imbricata* (S o w.), *Zygospiraella* cf. *duboisii* (V e r n.), в нижней части (0,5 м) в тонком переслаивании с конгломератами – 100 м; песчаники известковистые мелкозернистые, в верхней части пласта переслаивающиеся с известковистыми алевролитами, криноидными и коралловыми известняками, гравелитами – более 30 м; известняки мелкозернистые алевролитистые линзовиднослоистые, переслаивающиеся с известковистыми алевролитами, содержащими остатки граптолитов *Monograptus* sp. indet. – 35 м; известняки зеленовато- и коричневатосерые с прослоями (1–10 см) темно-серых тонкослоистых известковистых алевролитов – 55 м; переслаивание (через 0,1–0,5 м) известняков и известковистых аргиллитов, редкие прослои (0,1–0,5 м) известковистых песчаников с конодонтами *Panderodus unicostatus* (B r. et M.), *Ozarkodina excavata excavata* (B r. et M.), *Neoprioniodus bicurvatus* (B r. et M.), *Paltodus dyscritus* R e x r., *Ligonodina silurica* B r. et M. и мелкогалечных конгломератов (до 0,5 м) – 50 м; известняки криноидные, органогенные, песчаные, реже глинистые с конодонтами *Panderodus unicostatus* (B r. et M.), *P. gracilis* (B r. et M.), *Ozarkodina* sp. (aff. *Oz. media* W a l l.), *Plectospathodus extensus* R h., брахиоподами *Dolerorthis* aff. *rustica* (S o w.), *Dalmanella* ex gr. *crassa* (L i n d s t r.), *Sphaerirhynchia* cf. *wilsoni* (S o w.), *Stegerhynchus* cf. *borealis*

* Здесь и далее в этом разрезе брахиоподы определены Г. Р. Шишкиной, конодонты – Л. П. Эйхвальд, граптолиты – Н. В. Сенниковым и Т. Н. Корень.

(Schloth.), *Gypidula* cf. *galeata* (Dalm.) и др. – 30 м; пачка, сложенная (снизу вверх) аргиллитами известковистыми (20 м), известняками глинистыми с прослоями (2–3 см) желваковых известняков (30 м), известняками пелитоморфными (более 12 м), аргиллитами известковистыми с прослоями (3–8 см) органогенных известняков (62 м), переслаивающимися аргиллитами и алевролитами (4 м), содержащими остатки брахиопод *Dalmanella* ex gr. *crassa* (Lindstr.), *Resserella* cf. *canalis* (Sow.), *Mesodouvillina* sp., *Sublepida* ex gr. *sublepida* (Vern.) и др., конодонты *Ozarkodina excavata* (Br. et M.), *Oz. crispa* (Wall.), *Panderodus unicostatus* (Br. et M.), *Pelekysgnathus* sp. и др. – более 128 м; алевролиты известковистые с прослоями (1–20 см) аргиллитов с остатками граптолитов *Pristiograptus dubius* (Suess), *Monograptus* cf. *dalejensis* Bouček, *Saetograptus leintwardinensis* (Hork.), *Bohemograptus bohemicus* (Larw.) и др. – 40 м. Мощность по разрезу более 528 м.

Мощность свиты в районе не превышает 600 м [249].

Комплекс органических остатков, выявленных в приведенном разрезе, свидетельствует о позднеелландоверийском–лудловском возрасте вмещающих отложений (Шишкина, 2000 г.).

ДЕВОН

Девонские образования известны в Аяно-Шевлинском перикратонном прогибе Сибирской платформы (улуйканская и ийкандинская свиты) и в Сетте-Дабанской подзоне Юдомо-Майской СФЗ Верхояно-Колымской складчатой системы (бурхалинская серия и яманская толща).

Ранний–средний девон. Улуйканская свита ($D_{1-2}ul$) обнажена в бассейнах рек Лантарь, Улуйкан и на побережье Охотского моря (залив Ларганда), где она с размывом залегает на силурийской лантарской свите и перекрывается ийкандинской свитой верхнего девона.

Свита сложена известняками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами и песчаниками. Характер строения ее разреза, изученного Л. П. Эйхвальд в долине р. Лантарь [483], представляется в следующем виде: конгломераты крупно- и мелкогалечные до гравийных с гальками вулканитов кислого состава, анортозитов, кварца, кремнистых пород и крупнозернистым известковистым песчаником в заполнителе – 30 м; алевролиты и аргиллиты известковистые – более 10 м; известняки органогенные, содержащие остатки брахиопод* *Stegerhynchus* ex gr. *nympha* (Vagr.), *Spirigerina* cf. *supramarginalis* (Khalf.), *Karpinskia* ex gr. *conjugula* Tschern. и др., конодонты *Lonchodina* cf. *greilingi novogreilingi* Dr., *Belodella triangularis* Stauff., *B. resima* (Ph.) и др. – 58 м; конгломераты мелко-среднегалечные с тонкими прослоями аргиллитов – 2 м; известняки органогенные с конодонтами *Eognathodus sulcatus theta-morph.* Murphy, Matti et Wall., *Ozarkodina*

*Здесь и далее по разрезу брахиоподы определены Г. Р. Шишкиной, конодонты – Л. П. Эйхвальд, граптолиты – Н. В. Сенниковым и Т. Н. Корень, растительные остатки – Н. М. Петросян.

pandora α -morph. Murphy, Matti et Wall., *Pandorinellina* aff. *optima* (Mosk.), *Polygnathus* cf. *pannonicus* Mashk. et Apek. – более 20 м; алевролиты известковистые, массивные и тонкослоистые, содержащие редкие прослои (от 1 см до 6 м) мелкозернистых известковистых песчаников, линзы аргиллитов и остатки псилофитов *Psilophyton* cf. *burnotense* (Gilk.) Kr. et W., *Taeniocrada decheniana* (Goerpp.) Kr. et W., *Aphillopteris* sp. и водорослей *Blasaria* sp. – 205 м; известняки зеленовато-серые, в нижней части слоя с прослоем (1,0–1,5 м) криноидных известняков, содержащих растительные остатки *Trimerophyton* sp., *Baragwanatia* sp., *Sciadophyton* sp. и отпечатки граптолитов *Monograptus* ex gr. *uncinatus* Tullb. – 10 м; известняки криноидные, содержащие конодонты *Icriodus* aff. *angustus* Stewart et Sweet, *Polygnathus serotinus* Telf., *P.* cf. *cracens* Kl., Zieg. et Mashk., *Pandorinellina expansa* Ueno et Mason – 20 м; алевролиты известковистые, в верхней части слоя с прослоями мелкозернистых известковистых песчаников (до 2 см) и известняковых седиментационных брекчий (10–15 см) – 80 м; известняки с остатками брахиопод *Brachyprion* sp. indet., *Strophonella* sp. indet и др., в верхней части слоя – аргиллиты с конодонтами *Polygnathus costatus partitus* Kl., Zieg. et Wall., *P. c. costatus* Kl., *P. c. oblongus* Wedd. и др. – более 200 м. Мощность свиты в изученном разрезе 635 м. Сходное строение свита имеет и в районе залива Ларганда, где ее мощность оценивается в 1100 м [36].

Брахиоподы и конодонты нижней части свиты характерны для лохковского, пражского и эмского веков. Растительные остатки, собранные в средней части свиты, характеризуют послелоховское время, а водоросли *Blasaria* sp. – эмское; комплексы конодонтов в верхней части свиты характерны для верхней части эмского и эйфельского ярусов [483]. Остатки табулят и ругоз *Placocoenites obesus* Schark., *Dialythophyllum* sp., *Neostrophophyllum waltheri* (Yoh.) и др., собранные В. И. Гольденбергом [34] из известняков свиты в нижнем течении р. Лантарь, по заключению Т. Т. Шарковой и М. М. Смеловской, характеризуют живетское время.

Средний девон. Бурхалинская серия (D_2br) обнажена на ограниченной площади в междуречье Кеатан–Юдома. Она объединяет тихийскую и загадочнинскую свиты, прослеженные в район с соседней с севера территории.

Тихийская свита с размывом залегает на породах тасканской серии и представлена разногалечными плохосортированными конгломератами с редкими маломощными прослоями доломитов и мелкозернистых кварцевых песчаников. Конгломераты состоят из окатанных и полуокатанных галек (80–90% объема породы) доломитов, кварцевых песчаников и доломитового заполнителя. Мощность свиты 300–325 м [432].

Загадочнинская свита согласно перекрывает тихийскую. Она сложена преимущественно песчанистыми известняками. В нижней ее части известняки обычно криноидные и содержат редкие пласты (1,0–1,5 м) мелкогалечных конгломератов, состоящих из хорошоокатанных галек (2–4 см) известняков, доломитов и мелкозернистого известковистого заполнителя. Мощность свиты 275 м [432].

Мощность бурхалинской серии достигает 600 м.

Возраст серии определяется находками в ней на сопредельной к северу территории эйфельских строматопороидей *Stromatopora avrensis* K h r o m. и живетских брахиопод *Warrenella* sp. [432].

Поздний девон. Ийкандинская свита (D_3ik) занимает небольшую площадь на левобережье р. Лантарь, где трансгрессивно залегает на нячинской (нижний кембрий), лантарской (нижний–верхний силур) и улуйканской (нижний–средний девон) свитах и перекрывается нижнемеловыми вулканитами немуйканской свиты. Она сложена в основном конгломератами и известковистыми песчаниками. Контакт ее с нижележащей улуйканской свитой наблюдался в районе пос. Лантарь, где на слоистых алевролитах последней залегают дресвяники и валунно-галечные конгломераты. В дресве, гальке и валунах преобладают известняки [249]. Юго-западнее, на правобережье р. Лантарь, по материалам В. И. Гольденберга [36] и М. К. Жевержеевой [249], нижняя часть свиты (500 м) представлена конгломератами с пластами (до 100 м) известковистых песчаников и прослоями алевролитов*, верхняя (300 м) – известковистыми песчаниками и известняками с прослоями алевролитов, конгломератов и аргиллитов. Видимая мощность свиты в районе 800 м.

На левобережье р. Лантарь в песчаниках свиты выявлен *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuli* (M u r c h.), характерный для нижнего фамена [483].

Яманская толща (D_3jam) выделена в небольших тектонических блоках в междуречье Иоткан–Ариавкан и на правобережье р. Мурамня. Она сложена преимущественно песчанистыми доломитами, реже известковистыми алевролитами и известняками. В междуречье Иоткан–Ариавкан наблюдается несогласное залегание ее на тасканской серии и перекрытие известняками нижнекаменноугольной хамамытской свиты [321].

На правобережье р. Мурамня толща имеет следующее строение [354]: доломиты песчанистые мелкозернистые и пелитоморфные серые с остатками брахиопод *Mesoplica* ex gr. *praelonga* (S o w.), *Athyris* ex gr. *sulcifera* N a l., *Cyrtospirifer* sp. и др. – более 70 м; алевролиты известковистые темно-вишневые – 20 м; доломиты песчанистые и известковистые светло-серые – более 50 м. Мощность толщи здесь более 140 м.

В бассейне р. Иоткан наблюдался следующий разрез толщи, вскрытый скважиной на мощность 86 м [321]: доломиты черные, иногда слоистые – 20 м; алевролиты известковистые – 2 м; известняки черные – 4 м; алевролиты известковистые серые и черные тонкослоистые – 11 м; известняки черные – 8 м; алевролиты известковистые слоистые – 13 м; известняки черные – 28 м.

Мощность толщи в районе достигает 200 м.

По заключению Г. Р. Шишкиной, брахиоподы, выявленные в доломитах толщи, характерны для фаменского яруса [354].

*В. И. Гольденберг [36] включал эти конгломераты в состав танчинской свиты, а М. К. Жевержеева [249] выделяла их в качестве конгломератовой толщи.

КАРБОН

Каменноугольная система представлена всеми отделами. В Аллах-Юньской подзоне Южноверхоянской СФЗ к ней относятся хатынахская и наталинская свиты объединенные (нижний–средний отделы), экачанская (средний–верхний отделы) и суркечанская (верхний отдел) свиты, в Юдомо-Майской СФЗ – хамамытская свита Сетте-Дабанской подзоны (нижний отдел), бомнахская толща и ытыгская свита Кыллахской подзоны (нижний и верхний отделы соответственно). Для нижнего карбона (турнейский и визейский ярусы) характерны терригенно-карбонатные, для части нижнего (серпуховский ярус)–среднего и верхнего – терригенные сероцветные отложения.

Ранний карбон. Хамамытская свита (C_1hm) обнажена в верхнем течении р. Иникан, среднем и верхнем – р. Горби, бассейне р. Акандя и междуречье Лови–Юдома, где с угловым несогласием залегает на разновозрастных отложениях от нижнего кембрия до силура включительно.

Наиболее представительный разрез свиты изучен в бассейне р. Иникан. Здесь на доломитах тасканской серии залегают [354] конгломераты мелкогалечные и песчаники с доломитовым цементом – 10 м; песчаники полевошпат-кварцевые мелкозернистые – 25 м; известняки доломитистые органогенно-обломочные – 10 м; песчаники известковистые мелкозернистые тонкослоистые и массивные с прослоями доломитистых известняков с *Rugosochonetes illinoisensis* (Weller) – 80 м; известняки доломитистые крипто- и тонкозернистые органогенно-обломочные с пластами (10–30 м) доломитистых песчаников с брахиоподами *Spirifer besnossovae* Abr., *Mesoplica obyshhevensis* Par., *Fussella useiensis settedabanica* Abr. – 255 м; песчаники известковистые мелкозернистые тонкослоистые и массивные с *Rugosochonetes illinoisensis* (Weller) – 30 м. Мощность свиты в этом разрезе 410 м. Выше залегают конгломераты хатынахской свиты нижнего–среднего карбона.

Близкий к приведенному разрез свиты наблюдается западнее, по правой составляющей р. Мурындакит [4]: песчаники известковистые грубослоистые с линзами (мощностью до 1,2 м) конгломератов и прослоями (до 1,4 м) песчаных органогенных известняков – 30 м; известняки детритовые, криноидные, иногда песчаные и глинистые с остатками *Caninia cylindrica* Scoul., *C. patula* var. *tuvaensis* Tolm., *Amplexizaphrentis indifferens* Sut., в верхах с прослоями (0,1–0,4 м) известковистых кварцевых песчаников – 270 м.

Севернее, в бассейне р. Кеатан, разрез свиты начинается с конгломератов (до 75 м), состоящих из хорошоокатанных и полуокатанных галек (до 15 см) известняков и доломитов и известнякового заполнителя. Выше залегают детритовые известняки (175–225 м), в верхней части пласта (50–75 м) чередующиеся с пачками тонкого переслаивания мелкозернистых известняков и аргиллитов. Мощность свиты здесь около 300 м. Еще севернее, в бассейне р. Акандя, мощность базальных конгломератов увеличивается до 150 м. Гальки в них представлены доломитами, кварцитами, песчаниками. Заполнитель – песчаный известняк или доломит. Выше залегает

пачка (350–380 м) детритовых известняков. Мощность свиты достигает 500–550 м [432].

Из ископаемой фауны в свите хорошо сохранились ругозы *Amplexizaphrentis indifferens* Sut., *Caninia patula* var. *tuvaensis* Tolm., *C. cylindrica* Scoul. и др. (определения Т. А. Дубатовой и И. И. Кабакович), табуляты *Michelina megastroma* Phill (определения И. И. Чудиновой), брахиоподы *Rugosochonetes illinoisensis* (Weller), *Spirifer besnossovae* Abr., *Mesoplica obyshhevensis* Par., *Fusella useiensis settedabanica* Abr. и др. (определения А. Г. Клеца), свидетельствующие о раннекаменноугольном (турнейском) возрасте вмещающих их отложений [432, 89, 354].

Бомнахская толща (C₁bm), получившая свое название по руч. Бомнах, правому притоку р. Горби [321], сложена темно-серыми, серыми, реже светло-серыми криноидными, оолитово-обломочными и органогенно-обломочными глинистыми и пелитоморфными известняками мощностью 230 м. Она несогласно залегает на джунюканской свите верхнего кембрия и перекрывается отложениями верхнего карбона или нижней перми.

Ранее [121] эти отложения относились к турнейской хамамытской свите. Среди многочисленных органических остатков, собранных В. А. Самозванцевым [121] в породах толщи, определены лишь *Buxtonia* cf. *dengisi* (Wal.) и *Tomiospis* sp., которые позволяют, по заключению Н. В. Литвинович, отнести вмещающие их отложения к низам визейского яруса.

Ранний–средний карбон. Хатынахская и наталинская свиты объединенные (C₁₋₂ht + C₂nt) представлены толщей переслаивающихся темно-серых алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями и линзами песчаников, известняков, кремнистых пород, конгломератов, с размывом перекрывающей ордовикские, силурийские и каменноугольные (турнейские) отложения.

Хатынахская свита распространена там же, где и хамамытская, и сложена алевролитами, в т. ч. песчаными и глинистыми, углистыми сланцами, аргиллитами, известняками, конгломератами. По материалам [432], разрез свиты в береговых обнажениях р. Юдома следующий: алевролиты с линзовидными прослоями (2–20 см) песчаных известняков с гальками (20–40% объема породы) кремнистых пород и кварца – 6 м; аргиллиты и алевролитовые углистые сланцы с редкими линзами (до 3 см) песчаных и алевролитовых, реже детритовых известняков с остатками фораминифер *Endothyra* aff. *parasamarica* (Vog. et Juf.), *E. ex gr. similis* Raus. et Reitl., *Palaeospiroplectamina?* sp., в верхах слоя (29 м) с частыми прослоями (10–25 см) слоистых известковистых песчаников – 103 м; алевролиты песчанистые линзовиднослоистые с прослоями (до 0,6 м) кварцевых песчаников – 51 м; грубое чередование пластов (через 10–15 м) песчанистых алевролитов, содержащих редкие слойки известковистых песчаников, и пачек (1,5–2,0 м) тонкого параллельного, волнистого и косога переслаивания песчанистых алевролитов и песчаников – 53 м; алевролиты и аргиллиты с редкими прослойками (до 1 см) известковистых песчаников – 127 м; переслаивающиеся (через 1–6 м) глинистые и песчанистые алевролиты с редкими линзовидными прослоями (до 2 см) кварцевых песчаников – 37 м. Мощность свиты в изученном разрезе 377 м. Максимальная ее мощность

(600 м) задокументирована южнее, в междуречье Горби–Иотканжа и в бассейне р. Иоткан, где свита представлена алевролитами, аргиллитами, песчаниками с пластами известняков [354].

Находки остатков фораминифер в породах свиты в бассейне р. Юдома, по заключению О. И. Богуш, свидетельствуют о карбоновом, не древнее самых верхов турне, возрасте вмещающих отложений. В известняковой гальке конгломератов основания свиты определены фораминиферы, характерные для верхней части турнейского и визейского ярусов [432].

Наталинская свита согласно залегает на хатынахской и по составу тоже в основном алевролитовая. Типичный для района разрез свиты наблюдался в обнажениях левого берега р. Юдома против устья руч. Серпухов [432]. Здесь на алевролитах хатынахской свиты согласно залегают алевролиты песчаные черные, содержащие повторяющиеся через 2–7 см слойки (1,5–2 см) серых кварцевых известковистых алевролитовых песчаников – 28 м; песчаники алевролитовые линзовиднослоистые за счет слойков аргиллитов – 9 м; алевролиты песчаные черные со слойками (до 1–2 см) серых известковистых алевролитовых песчаников – 66 м; переслаивание песчаных алевролитов и известковистых алевролитовых песчаников – 59 м; аргиллиты черные с желваками марказита – 17 м; переслаивание (через 1–2, реже 5 см) черных песчаных алевролитов и серых известковистых алевролитовых песчаников – 49 м; алевролиты темно-серые и черные со слойками (0,3–1,0 см) серых известковистых алевролитовых песчаников – более 60 м. Мощность свиты в изученном разрезе 288 м. Во всех разновидностях пород по всему разрезу наблюдается вкрапленность пирита и гидроокислов железа, иногда отмечаются желваки марказита.

Существенно алевролитовый состав свита имеет и южнее, в бассейнах рек Мопр, Горби, Иоткан. Восточнее, в верховьях руч. Тылах, левого притока р. Мурамня, ее разрез следующий [354]: песчаники кварцевые светло-серые, в верхах слоя переходящие в алевролиты темно-серые, в подошве – с прослоем (0,5 м) среднегалечных конгломератов – 20 м; песчаники мелкозернистые серые – 18 м; алевролиты темно-серые с единичными прослоями (более 0,3 м) известняков с *Verkhotomia* cf. *tukulaensis* (K a s c h.), *Taimyrella* cf. *afanasjevi* A b r. et G r i g. – 45 м; песчаники серые, часто алевролитистые с остатками крупных спирифирид *Verkhotomia* cf. *tukulaensis* (K a s c h.), *V. stepanovi* (Z a v.), *Taimyrella* cf. *pseudodarwini* (E i n o r) – 7 м; алевролиты темно-серые с редкими конкрециями известняков с *Neochonetes cardoniferus* sp. (K e u s.) – 40 м; песчаники мелкозернистые серые, массивные – 5 м; алевролиты темно-серые, в основании с конкрециями известняков со *Stenopronorites* sp. – 15 м; песчаники алевролитистые серые с крупными продуктидами *Balakhonia insinuata* (G i r t y), *Verchoyania kaschirzevi* A b r. et G r i g., *Tomiopsis larini* A b r. – 7 м; алевролиты темно-серые с конкрециями известняков – 10 м; песчаники известковистые серые, темно-серые – 8 м; алевролиты темно-серые, в средней части слоя с конкрециями известняков с *Verchoyania kaschirzevi* A b r. et G r i g. – 45 м; песчаники тонкозернистые зеленовато-серые массивные – 10 м; алевролиты темно-серые с единичными маломощными (0,1–0,3 м) прослоями мелкозернистых известковистых песчаников и известняков с *Linoproductus*

diksoni (E in or), *Taimyrella* cf. *pseudodarwini* (E in or) – 420 м. Мощность свиты здесь 650 м.

В бассейне руч. Курунгнак (правый приток р. Мурамня) обнажены средняя и верхняя части свиты мощностью 495 м, представленные алевролитами с редкими прослоями песчаников и аргиллитов. В них собраны остатки *Taimyrella* cf. *pseudodarwini* (E in or), *T.* cf. *afanasjevi* A br. et Gr ig., *Neospirifer* cf. *licharewi* A br. et Gr ig., *Plicatospiriferella gjeliensis* (St ep.), *Yakutella sarytchevae* A br., *Verchoyania kaschirzevi* A br. et Gr ig., *Linoproductus diksoni* (E in or), *Antiquatonia posthindi* Sol. [354].

Максимальная мощность свиты (1000 м) зафиксирована в бассейне р. Иоткан (Матвеев, 2009 г.). Выявленные в ней остатки ископаемой фауны, по определениям А. Г. Клеца, свидетельствуют о ее башкирском возрасте [354, 76].

Суммарная мощность объединенных хатынахской и натальинской свит колеблется в пределах 1200–1600 м.

Средний–поздний карбон. Э качанская свита ($C_{2-3}ek$) по составу песчаниково-алевролитовая. Она согласно залегает на наталинской свите. В ее разрезе на правобережье р. Мурамня (бассейн руч. Курунгнак) наблюдаются [354] песчаники кварц-полевошпатовые мелко- и среднезернистые, тонкослоистые темно-серые, с остатками *Spiriferellina*(?) sp., *Paeckelmanella* sp., *Heteralosia* sp., *Alispirifer*(?) sp. – 40 м; алевролиты слоистые и волнистослоистые темно-серые, с прослоями мелкозернистых алевролитистых песчаников с остатками фауны, аналогичной собранной в нижнем слое – 60 м; алевролиты крупноалевролитовые, полевошпат-кварцевые слабоизвестковистые с остатками фауны, аналогичной собранной в нижнем слое – 70 м; песчаники кварц-полевошпатовые массивные темно-серые – 45 м; алевролиты тонкослоистые темно-серые – 50 м; песчаники кварц-полевошпатовые мелкозернистые черные – 45 м; алевролиты слоистые темно-серые с прослоями песчаников – 60 м; песчаники мелкозернистые кварц-полевошпатовые тонкослоистые темно-серые – 40 м; алевролиты массивные и косослоистые темно-серые и черные, с редкими прослоями песчаников – 130 м; песчаники мелкозернистые алевролитистые, вулканомиктовые темно-серые – 75 м; алевролиты темно-серые и черные неяснослоистые с остатками *Spiriferellina*(?) sp. – 35 м; песчаники среднезернистые кварц-полевошпатовые известковистые массивные темно-серые – 25 м; алевролиты, в т. ч. песчаные тонкослоистые темно-серые – 40 м; песчаники мелко-среднезернистые алевролитистые темно- и зеленовато-серые – 45 м. Мощность свиты в этом разрезе 760 м.

В разрезе свиты (720 м), описанном Л. Р. Переверзевым [354] на водоразделе ручьев Тылах и Хабах, уменьшается мощность пласта песчаников (до 30 м), слагающего ее основание, а вышележащие алевролиты (405 м) содержат редкие маломощные прослои алевролитистых известняков с остатками *Neochonetes afanasjevae* A br. et Gr ig., *Canocrinella* cf. *alazeica* Z a v. Завершают разрез последовательно сменяющие друг друга темно-серые алевролитистые песчаники (95 м), алевролиты (60 м), мелкозернистые песчаники (40 м) и алевролиты (90 м) [354]. Западнее, в бассейне р. Иоткан, и северо-западнее, в бассейнах рек Тур и Иотканжа, свита сложена алевролитами,

часто песчанистыми, аргиллитами, песчаниками, редко конгломератами, гравелитами, диамиктитами. Мощность ее здесь достигает 1300 м [321].

Найденные в породах экачанской свиты остатки брахиопод, упомянутые выше (определения А. Г. Клеца), известны из башкирского и московского ярусов среднего отдела и касимовского яруса верхнего отдела каменноугольной системы [354, 76], а остатки криноидей *Priscuscrinus priscus* (Stukalina) (определения А. В. Куриленко) – из среднего карбона [321].

Поздний карбон. Суркечанская свита (C_3sr) по составу в основном аргиллито-алевролитовая с несколько большим, чем в экачанской свите, количеством прослоев и пластов песчаников. Граница ее с экачанской свитой проводится по подошве первого мощного (до 80 м) пласта песчаников.

На водоразделе рек Лови и Утайка на алевролитах экачанской свиты согласно залегают [89] песчаники с линзами (до 1 м) алевролитов и аргиллитов – 80 м; алевролиты слоистые с редкими слоями (3–5 м) аргиллитов – 170 м; аргиллиты тонкоплитчатые и листоватые – 50 м; алевролиты массивные, реже слоистые, с тонкими линзами мелко зернистых песчаников и аргиллитов – 120 м; песчаники с редкими линзами (0,2–0,3 м) мелкогалечных конгломератов – 50 м; аргиллиты с прослоями (2–3 см) мелкозернистых песчаников – 100 м; конгломераты мелкогалечные и гравийные – 10 м; алевролиты слоистые, местами в тонком (1–2 см) переслаивании с мелкозернистыми песчаниками и аргиллитами – 120 м; аргиллиты листоватые с прослоями (до 0,5 м) алевролитов, реже мелкозернистых песчаников – 40 м; песчаники с редкой уплощенной галькой алевролитов и аргиллитов – 60 м; алевролиты с редкими прослоями аргиллитов – 160 м; аргиллиты – 70 м; алевролиты в частом переслаивании (прослои до 1 м) с песчаниками – 130 м; песчаники – 70 м; алевролиты слоистые с редкими прослоями аргиллитов и песчаников – 180 м. Мощность свиты в этом разрезе 1410 м.

Южнее, в междуречье Иоткан–Мурамня, в разрезе свиты наблюдаются [354] алевролиты песчанистые, туфогенные плитчатые* – 30 м; песчаники туфогенные мелкозернистые темно- и зеленовато-серые тонкослоистые – 45 м; алевролиты слоистые – 90 м; песчаники мелкозернистые алевролитистые темно-серые массивные – 130 м; алевролиты крупноалевролитовые кварц-полевошпатовые с прослоями алевролитистых песчаников и остатками *Quinguinella pseudobrama* (Z a v.), *Phricodothyris*(?) sp., *Phynoleichus*(?) sp. – 110 м; песчаники мелкозернистые массивные темно-серые, с прослоями черных слоистых алевролитов и темно-серых гравелитов – 80 м; конгломераты среднегалечные с гальками кислых эффузивов, песчаников, алевролитов, кварца – 35 м; песчаники кварц-полевошпатовые мелко-среднезернистые зеленовато- и светло-серые – 60 м; алевролиты массивные – более 30 м. Мощность свиты здесь более 610 м.

Мощность свиты варьирует от 600 до 1400 м.

Фаунистические остатки, собранные в породах свиты, известны из среднего–верхнего карбона Южного Верхоянья, и лишь *Quinguinella pseudo-*

* По простиранию фациально замещаются туфоконгломератами и туфоалевролитами с включениями обломков различных пород.

brama (Z a v.) появляются в самых низах нижней перми (Клец, 2005 г.). С учетом стратиграфического положения возраст свиты принимается позднекаменноугольным [300, 76].

Ытыгская свита (*C_{3yt}*) выделена в северной части Юдомо-Майской СФЗ, где с размывом залегает на известняках среднего и верхнего кембрия и нижнего карбона и с размывом же перекрывается терригенными породами нижней перми. В бассейне р. Ытыга свита (200 м) сложена песчанистыми алевролитами темно-серыми горизонтальнослоистыми, в которых иногда встречаются обломки (1–10 см) известняков, алевролитов, песчаников. В ее нижней части наблюдается олистостромовый горизонт (до 8 м), состоящий из угловатых обломков и глыб (0,1–1,5 м) «узловатых» и пелитоморфных известняков, песчаников и алевролитов, цементированных алевролитом, в кровле – два пласта (до 6 м) мелкозернистых песчаников с отпечатками брахиопод и пелеципод [133]. Южнее, в бассейнах рек Горби и Тайма, мощность свиты уменьшается до 90 м. Сложена она здесь глинистыми алевролитами с маломощными (8–10 м) пластами среднезернистых и алевролитых песчаников [321].

Позднекаменноугольный возраст свиты (верхняя часть касимовского яруса–гжельский ярус) определяется находками *Linoproductus* ex *g. cora* (Orb.), *Vacuonella kolymica* Муромз., *Schizodus* cf. *mukanus* Jirtg. [133].

ПЕРМЬ

Пермские отложения распространены на северо-востоке территории листа в пределах Кыллахской подзоны Юдомо-Майской СФЗ (курунгская и половинкинская свиты) и Аллах-Юньской подзоны Южноверхоянской СФЗ (халыинская, бонсалчанская, ырчакская, менкеченская свиты) Верхояно-Колымской складчатой системы. Представлены они приуральским, биармийским и татарским отделами.

Приуральская пермь. Халыинская свита (*P_{1hl}*) прослежена с соседней с севера территории в бассейн р. Дяпканнга. Она согласно залегает на суркечанской свите, граница с которой проводится по подошве мощного (180 м) пласта алевролитов. В ее составе преобладают алевролиты, часто переслаивающиеся с разнозернистыми песчаниками, доля которых заметно возрастает вверх по разрезу. Среди алевролитов отмечаются прослойки диамиктитов. Мощность свиты – 600 м.

В нижней и средней частях разреза свиты на прилегающей с севера территории содержатся остатки брахиопод *Jakutoproductus verchoyanicus* (Fred.), *J. crassus* Kасch., *Anidanthus boikowi* Step., характерные для ассельского века приуральской перми [376].

Бонсалчанская свита (*P_{1bn}*) развита в бассейне верхнего течения р. Дяпканнга, где согласно залегает на халыинской свите. Она сложена алевролитами, песчаниками, реже аргиллитами и гравийными конгломератами. В отличие от халыинской свиты, в ее разрезе несколько увеличивается количество и мощность пластов алевролитов, часто переслаивающихся с аргиллитами, а песчаники представлены исключительно мелкозернистыми разностями [89]. Мощность свиты в районе 400–500 м.

На сопредельной к северо-востоку территории в породах свиты определены *Jakutoproductus verchoyanicus* (F r e d.), *J. rugosus* G a n., *Anidanthus boikowi* S t e p., *Neospirifer* sp. (cf. *subfasciger* L i c h.), **характерные для самарского и артинского веков приуральской перми** [76, 376].

Халыинская и бонсалчанская свиты нерасчлененные (P_{1hl-bn}) выделены в междуречье Юдома–Мурамня, где литологически они неразличимы.

На водоразделе рек Мопр и Ньюлик на алевролитах суркечанской свиты залегают [4] песчаники мелко- и крупнозернистые с редкими пластами (до 10 м) алевролитов, в нижних слоях с включениями мелких галек различного состава – 170 м; песчаники, алевролиты, реже аргиллиты, переслаивающиеся через 3–15 м, в средней части – два прослоя (2 и 5 м) мелкогалечных конгломератов и пласт (10 м) песчаных известняков – 260 м; песчаники от алевролитистых до крупнозернистых волнисто- и косослоистые – 100 м; алевролиты и аргиллиты, вверх по разрезу постепенно переходящие в мелкозернистые слоистые песчаники – 120 м; конгломераты мелко- и среднегалечные (галыи представлены песчаниками, алевролитами, гравелитами, кремнистыми и магматическими породами) – 20 м; песчаники от средне- до крупнозернистых и гравелистых с редкими слоями (до 5 м) алевролитов – 80 м; алевролиты песчаные, реже известковистые, содержащие остатки пелеципод, мшанок, криноидей, брахиопод и прослоя (5–10 см) мелкозернистых песчаников – 50 м; песчаники, алевролиты и аргиллиты массивные и слоистые, равномерно переслаивающиеся (через 5–20 м) между собой – 300 м. Мощность отложений 1100 м. Содержащиеся в них остатки брахиопод *Jakutoproductus verchoyanicus* (F r e d.), *J. crassus* K a s c h., *Anidanthus boikowi* (S t e p.), *A. kolymaensis* (L i c h.), *Spiriferella praesaranae* S t e p. и др. определяют их принадлежность к ранней (приуральской) перми [76, 89, 321].

Курунгская и половинкинская свиты объединенные (P_{1kr+pl}) обнажаются в основном вдоль Улахан-Бамского и на ограниченных по площади участках вдоль Челатского разломов. Нижняя из них – курунгская – залегает с размывом на различных горизонтах венда, кембрия и карбона, верхняя – половинкинская – несогласно перекрывается нижней юрой. Обе свиты сложены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, гравелитами и конгломератами.

Курунгской свитой представлена подавляющая часть объединенных отложений в междуречье Юдома–Курунг–Дюкат. В стратотипический местности, в бассейне р. Курунг–Дюкат, ее разрез имеет следующее строение [133]: алевролиты, в верхней части разреза с пластами мелкозернистых песчаников, в кровле – с прослоями и линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов – 40 м; алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников, в средней и верхней частях разреза с пластами (5–10 м) мелко- и среднезернистых песчаников и слоями (1–2 м) аргиллитов – 100 м; чередующиеся пачки (25–35 м) ритмичного переслаивания алевролитов и песчаников и пласты (5–30 м) алевролитов и песчаников – 150 м; песчаники мелкозернистые массивные и волнистослоистые, в средней части с пластом (7 м) алевролитов – 90 м; чередование пластов (10–25 м)

алевролитов песчаных, переходящих в кровле в песчаники, с пластами (5–15 м) мелкозернистых песчаников – 135 м; алевролиты, часто песчаные, с пластами (5–10 м) мелкозернистых песчаников – 190 м; алевролиты массивные – 75 м. Мощность свиты в этом разрезе 780 м.

Бликий к стратотипическому разрез курунгской свиты наблюдается южнее, по р. Юдома [432]: алевролиты известковистые и песчаные – 40 м; переслаивание мелкозернистых песчаников (мощностью от 1–1,5 м в основании до 3–8 м в кровле) и алевролитов (мощностью от 1–3 м в основании до 10–12 м в кровле) – 48 м; алевролиты песчаные, в верхней части разреза (23 м) с линзами известковистых песчаников и редкими прослоями (до 0,5 м) песчаных известняков – 76 м; песчаники мелкозернистые, в верхней половине пачки переслаивающиеся (через 1–3 м) с алевролитами, в кровле (19 м) – с известковистыми алевролитовыми песчаниками – 86 м; алевролиты известковистые, содержащие слойки (до 3 см) песчаных алевролитов и остатки брахиопод *Jakutoproductus verchoyanicus* (Fred.), *J. crassus* Kasch., *Anidanthus boikowi* Step., *Paeckelmannia pseudobrama* Zav., *Leorhynchoidea* ex gr. *ripheica* (Step.), в низах разреза с пластом (7 м) песчаников – 109 м; алевролиты известковистые с прослоями (1–1,5 м) известковистых песчаников, содержащие остатки брахиопод *Jakutoproductus verchoyanicus* (Fred.), *J. crassus* Kasch., *Paeckelmannia pseudobrama* Zav., в верхней половине разреза с двумя пластами (17 и 21 м) мелко- и разнозернистых песчаников – 145 м. Мощность свиты здесь 504 м.

В южных выходах отложений курунгской свиты, в бассейне р. Горби, обнажены лишь нижние ее горизонты мощностью 200–300 м. Сложены они полимиктовыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов и линзами мелкогалечных конгломератов. Для песчаников характерно присутствие редких галек (размером до 1,5 см) молочно-белого кварца, а в направлении с севера на юг – огрубление обломочной фракции от мелко- до средне- и неравномернозернистой и увеличение роли конгломератов в нижней части разреза [121].

Половинкинская свита согласно залегает на курунгской и наблюдается только в междуречье верхних течений рек Хамна и Бас-Дюкат, где ее разрез имеет следующее строение [133]: песчаники средне-крупнозернистые с прослоями и линзами гравелитов, в нижней части разреза с пластом (6 м) кремнистых алевролитов – 55 м; чередование пластов (8–10 м) алевролитов и пачек (15–25 м) мелко-среднезернистых песчаников с прослоями алевролитов – 75 м; песчаники мелко-среднезернистые, в кровле – крупнозернистые – 25 м. Мощность свиты 155 м.

Суммарная мощность объединенных курунгской и половинкинской свит в междуречье Юдома–Бас-Дюкат возрастает в северном направлении от 600 до 940 м.

Перечисленные выше органические остатки, заключенные в основном в породах курунгской свиты, свидетельствуют о раннепермском (приуральском) возрасте вмещающих их отложений [121, 432, 133].

Приуральская–биармийская пермь. Ырчакская свита (P₁₋₂yr) распространена в бассейнах верхних течений рек Дякканнга, Лови, Мопр, Ньюлик, где согласно перекрывает бонсалчанскую свиту, в отличие от

которой имеет существенно песчаниковый состав. За ее нижнюю границу принята подошва мощной пачки (200–400 м) песчаников с прослоями алевролитов, аргиллитов и линзами гравелитов и конгломератов.

Наиболее представительный разрез свиты наблюдался в междуречье Кур–Нюлик, где он имеет следующее строение [4, 321]: песчаники полимиктовые, реже кварц-полевошпатовые серые, темно-серые мелко-среднезернистые, реже грубозернистые и гравелистые массивные и слоистые, переслаивающиеся с темно-серыми алевролитами – 390 м; переслаивающиеся с темно-серыми алевролитами, в нижней части содержащие прослой (до 0,3 м) песчаных известняков с остатками брахиопод, пелеципод и криноидей – 70 м; песчаники полимиктовые серые, иногда желтовато-серые среднезернистые с линзовидными прослоями (до 0,3 м) черных аргиллитов и алевролитов, содержащих обломки раковин брахиопод и пелеципод – 260 м; песчаники полимиктовые серые средне-крупнозернистые массивные с многочисленными углефицированными растительными остатками, линзы (до 6 м) конгломератов – 80 м; алевролиты темно-серые песчаные, реже известковистые и кремнистые – 80 м; алевролиты темно-серые песчаные, реже известковистые, содержащие остатки криноидей, с прослоями и линзами (до 0,1 м) серых мелкозернистых песчаников – 30 м; переслаивающиеся (через 20–25 м) песчаники, алевролиты, реже аргиллиты, в верхней части пачки с прослоями (до 0,3 м) среднегалечных конгломератов – 100 м. Мощность свиты по разрезу 930 м.

Южнее, в бассейне р. Нюлик, где мощность свиты уменьшается до 500–800 м, в ее разрезе отмечаются туфоконгломераты, туффиты и туфоалевролиты [321]. На севере территории листа, в бассейне р. Дяпканга, в составе свиты возрастает роль алевролитов и аргиллитов. Здесь разрез ее (до 1400 м) сложен чередующимися пачками песчаников и алевролитов мощностью 100–120 м, а не выдержанные по простиранию пласты аргиллитов в верхней части разреза имеют мощность 15–20 м [89].

Мощность свиты в разных районах варьирует от 500 до 1400 м.

Среди остатков брахиопод, обнаруженных в известковистых алевролитах и известняках ытыгской свиты, определены *Jakutoproductus vercholanicus* (F r e d.), *Productus kolymaensis* (T o l m.), *Chonetida novozemliaensis* L i c h., *Leiorhynchus ripheicus* S t e r.

, которые, по мнению А. Г. Клеца, известны в приуральской и биармийской перми [321].

Биармийская–татарская пермь. Менкеченская свита ($P_{2-3}mn$) обнажается в бассейне р. Нюлик в ядре Лебединской синклинали. Она согласно залегает на ытыгской свите, граница с которой часто условна и проводится по подошве мощной пачки песчаников с линзами гравелитов и конгломератов в основании. В отличие от ытыгской свиты, в ее составе более широко распространены грубозернистые разности песчаников и псефитовые породы.

На левобережье р. Нюлик наблюдается следующий разрез свиты [89]: песчаники полимиктовые, в нижней части (20 м) с частыми линзовидными прослоями (до 0,2 м) мелкогалечных конгломератов и гравелитов – 200 м; алевролиты, содержащие редкие уплощенные гальки аргиллитов – 30 м; песчаники – 230 м; алевролиты – 50 м; песчаники, в нижней части слоя

с маломощными линзами аргиллитов и прослоями гравелистых песчаников – 100 м; конгломераты гравийно-мелкогалечные с хорошоокатанными гальками, представленными кислыми эффузивами, гранитами, пегматитами, песчаниками, аргиллитами, известняками, кремнистыми породами – 30 м; песчаники с редкими прослоями аргиллитов – 200 м; алевролиты с единичными маломощными линзами гравелитов – 40 м; песчаники с частыми прослоями (0,5–1,0 м) аргиллитов – 220 м; песчаники с линзами мелкогалечных конгломератов – 100 м; конгломераты гравийно-мелкогалечные – 20 м; песчаники с редкими прослоями алевролитов – более 180 м. Мощность свиты 1400 м.

На правобережье р. Ньюлик песчаники часто ритмично (через 3–5 м) переслаиваются с алевролитами и аргиллитами, некоторые их разности содержат хорошоокатанные гальки пород различного состава. В алевролитах отмечаются обломки брахиопод, пелеципод, криноидей, мшанок, иногда обугленные растительные остатки. По данным ГМК-200 [321], мощность свиты здесь не превышает 1200 м.

Среди органических остатков в породах менкеченской свиты в бассейне р. Ньюлик определены брахиоподы *Kolymia inaceramiformis* L i c h., *Linoproductus* aff. *kolymaensis* L i c h. [89, 4], известные из биармийского и татарского отделов перми, а также мшанки *Streblascopora accurata* G o r. et M o r., *Rectifenestella retiformis* (S c h l o t.), *Permofenestella labuensis* (M o r.) и др., характеризующие, по заключению Л. И. Попеко, казанский век биармийской перми [321].

ЮРА

Юрские отложения выполняют Вилюйскую синеклизу и слагают разрозненные фрагменты отрицательных структур в ее обрамлении в Учуро-Майской плите Сибирской платформы, а также в Кыллахской подзоне Юдомо-Майской СФЗ Верхояно-Колымской складчатой системы. Отнесены они к укугутской, красноалданской и сугджинской свитам.

Ранняя юра. Укугутская свита (*Juk*) широко распространена в бассейнах р. Алдан и нижнего течения р. Мая, где она с небольшим угловым несогласием субгоризонтально залегает на разных слоях устьмайской свиты, и отвечает низам разреза Вилюйской синеклизы. В Кыллахской подзоне, в бассейнах рек Хамна, Горби и междуречье Ньюрукан–Ытыга, она с размывом налегает как на устьмайскую и джунюканскую свиты, так и на уйскую, юдомскую серии, бамнахскую толщу и объединенные курунгскую и половинкинскую свиты. Свита сложена песчаниками с линзами конгломератов, гравелитов, аргиллитов, алевролитов, редко песчаных известняков. На этапе ГСР-200 эти отложения разделялись на две толщи, граница между которыми проводилась условно [93, 109]. Верхняя из них выделялась только в нижнем течении р. Алдан и в верхних частях водоразделов на ее правобережье.

В бассейне р. Алдан в основании разреза укугутской свиты на известняках устьмайской свиты залегают аргиллиты зеленовато-бурые тонкослоистые, глинистые сланцы и алевролитистые аргиллиты табачно-зеленого цвета

мощностью 0,5–5 м. Породы связаны взаимными переходами, насыщены мелкими (2–5 см) конкрециями сидерита, марказита, кремнисто-глинистых и каолинито-гидроокисных пород и представляют собой продукты переотложенной коры выветривания [93]. Выше них следует пачка полимиктовых песчаников мощностью около 220 м, соответствующая откартированной при ГСР-200 нижней толще. В ее основании (5,5 м) песчаники грубозернистые сильноожеженные красновато-бурого цвета, переходящие по простиранию в мелкогалечные конгломераты, в составе обломочного материала которых преобладают вулканиты кислого и среднего состава, реже отмечаются кварц, кремнистые и метаморфические породы, гранитоиды и песчаники. Их последовательно сменяют песчаники средне- и крупнозернистые слоистые (14 м), затем – мелко- и среднезернистые ожеженные с включениями углистых остатков (30 м). Выше залегают грубозернистые (до гравелистых с отдельными гальками) ожеженные песчаники (10 м) с линзами (до 1 × 500 м) гравелитов и мелкогалечных конгломератов, конкрециями и стяжениями яшмовидных кремнисто-железистых пород. Этот разрез наращивают серые, желтовато-серые среднезернистые песчаники (100 м), иногда с лимонитовым крапом, тонкопараллельнослоистые, реже косослоистые. Завершают разрез пачки сероцветные мелкозернистые плитчатые песчаники (60 м) с линзовидными прослоями темно-коричневых, табачно-зеленых аргиллитов и темно-серых алевролитов мощностью 1–3 м и протяженностью до 2 км.

Верхняя часть свиты мощностью 160 м, соответствующая выделяемой при ГСР-200 верхней толще, сложена преимущественно светло-серыми, серыми мелкозернистыми, иногда (в долине р. Алдан) мелко-среднезернистыми кварц-полевошпатовыми и полевошпат-кварцевыми массивными, редко слоистыми или косослоистыми песчаниками. В низах и верхах разреза преобладают известковистые разности, среди которых залегают линзы (0,2 × 200 м) мелкогалечных известковистых конгломератов, известковистых алевролитов и песчаных известняков. В низах разреза встречаются линзы (3 × 600 м) табачно-зеленых аргиллитов с линзовидными включениями (0,2 × 1 м) песчаных известняков.

В междуречье Юдома–Мая, в восточной части Вилуйской синеклизы, и в бассейне р. Хамна, в Кыллахской подзоне, состав отложений в разрезе свиты более грубообломочный. В основании его залегает пласт (1,5–2 м) средне-крупногалечных с редкими валунами конгломератов и гравелитов. В долине р. Юдома мощность пласта возрастает до 60 м. В составе обломочного материала, имеющего хорошую окатанность, преобладают черные кремнистые породы и молочно-белый кварц, редко встречаются гранитоиды, вулканиты кислого состава, иногда кварциты, окремненные песчаники, а также конкреции гематита и стяжения лимонита. Заполнителем являются светло-серые разнозернистые полевошпат-кварцевые песчаники с обугленными растительными остатками. Выше по разрезу следует пачка (180–300 м) серых и темно-серых преимущественно средне- и крупнозернистых (до гравелитов) полимиктовых и кварц-полевошпатовых массивных, косо- и волнистослоистых песчаников. В северо-западном направлении, в

бассейне р. У-Урях, они фациально переходят в мелкозернистые. В песчаниках присутствуют редкие линзы (мощностью до 0,5 м) конгломератов, «плавающая» галька кварца и прослой (2–3 м) алевролитов. Для пород характерны повсеместное развитие лимонитового крапа, скопления углисто-го материала, грубоплитчатая и глыбовая отдельность, слабая цементация обломочного материала [96, 133].

Видимая мощность свиты в Вилуйской синеклизе достигает 500 м, в Кыллахской подзоне – 360 м.

На сопредельной к северу территории, в районе пос. Усть-Мая, в отложениях укугутской свиты Ю. К. Дзевановским и Р. М. Тонояном собраны растительные остатки *Schizolepis magnifica* P r u n., *Pityophyllum nordenskiöldii* (H e e r) N a t h., *Podozamites gramineus* H e e r, *Czekanowskia setacea* H e e r, свидетельствующие о раннеюрском возрасте вмещающих их отложений [93, 96].

Красноалданская свита (J_1kr) согласно залегает на укугутской. Она обнажается в восточной части Вилуйской синеклизы (верховья рек Бугалы, Дябатыма, Нарыкан, Эйменен), примыкающей к Нельканскому разлому, и в Кыллахской подзоне (бассейн р. Хамна), где слагает ядра синклинальных складок, и повсеместно представлена алевролитами и песчаниками. В разрезе нижней части свиты наблюдаются три регрессивных ритма, начинающихся зеленовато-серыми, темно-серыми комковатыми алевролитами и заканчивающихся желтовато-серыми мелкозернистыми песчаниками. В основании свиты в верховьях р. Дябатыма присутствует пласт (5–10 м) известковистых песчаников. Верхняя часть разреза сложена алевролитами с двумя сближенными пластами мелкозернистых песчаников. По всему разрезу свиты отмечаются прослой и линзы стяжений известково-железистых алевролитовых песчаников. Мощность свиты 200 м.

В нижней части свиты собраны *Meleagrinella tiungensis* (P e t r.), *Velata* cf. *viligdensis* T u s c h k., *Harpax* cf. *laevigatus* (O r b.), *Radulonectites hayami* P o l u b., *Pleuromya liasica* K a s c h., которые, по заключению З. В. Кошелкиной, указывают на плинсбахский возраст отложений [133].

Средняя юра. Сугджинская свита (J_2sg) распространена там же, где и красноалданская, на которой она залегает с предполагаемым, по фаунистическим остаткам, стратиграфическим перерывом (выпадают тоарские слои), и представлена песчаниками и алевролитами.

В нижней части разреза (100 м) наблюдается чередование песчаников светло-серых, желтовато-серых, серых мелкозернистых и алевролитов серых, зеленовато-серых, темно-серых неслоистых с остатками *Arctotis marchaensis* (P e t r.) ааленского возраста. Средняя часть разреза (140 м) сложена песчаниками светло-серыми, желтовато-серыми мелко-, редко среднезернистыми. В низах этой пачки залегает пласт (40 м) алевролитов темно-серых песчаных с остатками *Petroceramus* ex gr. *licifer* (E i c h w.), *Arctotis lenaensis* (L a h.) байосского возраста. Верхняя часть разреза общей мощностью 260 м в низах представлена пачкой алевролитов темно-серых песчаных неслоистых с остатками *Petroceramus retrorsus* (K e y s.), *P.* cf. *solidus* K o s c h., *P.* ex gr. *kustatimensis* K o s c h., *Arctotis tolmachevi* K o s c h., *Pleuromya subpolaris* K o s c h. батского возраста, в верхах

(100 м) – чередующимися пластами песчаников пепельно- и светло-серых мелкозернистых и алевролитов темно-серых. Мощность свиты 500 м.

Остатки иноцерам, по заключению З. В. Кошелкиной, указывают на ааленский–батский возраст вмещающих их отложений [133].

ЮРА–МЕЛ

Поздняя юра–ранний мел. Бокурский вулканический комплекс выделен по материалам ГСР-50 [284] на западе территории листа в пределах Кет-Капского вулканоплутонического ареала. Его образования принадлежат к фрагментам Бокурской и Улаханской кальдер в центральной части хр. Кет-Кап в верховьях рек Бокур, Буор, Ярмарка-Хапчана и на горе Таас. Комплекс включает вулканогенно-осадочные отложения и покровы вулканитов преимущественно щелочного и субщелочного состава бокурской серии и субвулканические образования.

Бокурская серия (J_3 – K_1 *bk*) сложена трахиандезитами, трахитами, щелочными трахитами, фонолитами, их туфами и лавобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами.

Нижняя часть разреза представлена терригенной пачкой мощностью около 200 м. В его основании на рифейских образованиях залегает базальный горизонт (до 3 м) мелкогалечных конгломератов и гравелитов, состоящих из плохоокатанных обломков доломитов, кварца, песчаников, очень редко риолитов и трахитов. В конгломератах наблюдаются мелкие линзы песчаников и алевролитов, содержащих растительный детрит. Выше следуют монотонные кварц-полевошпатовые песчаники – внизу крупнозернистые, вверх по разрезу сменяющиеся мелкозернистыми. Завершают разрез темно-серые алевропесчаники, алевролиты и аргиллиты с углистыми прослоями мощностью до 3 м. Верхняя часть разреза сложена пирокластическими породами с редкими линзами песчаников и алевролитов. Наиболее полно она представлена в верховьях р. Бокур в одноименной кальдере. Здесь в ее низах залегают туфы, туфоконгломераты и кластолавы ортофириновых роговообманковых трахитов, выше – лавобрекчии и кластолавы пироксеновых трахиандезитов. Их перекрывают туфы, перемежающиеся с лавами щелочных трахитов и фонолитов, среди которых в виде маломощных пропластков и линз присутствуют туфопесчаники и туфоалевролиты. Среди вулканитов в этом разрезе преобладают трахиандезиты и трахиты. Обособленная вулканическая постройка на водоразделе ручьев Дугани и Курунг сложена щелочными нефелинсодержащими базальтоидами, являющимися, вероятно, фациальной разновидностью щелочных трахитов. Мощность вулканогенной части разреза оценивается в 800–1100 м. В целом мощность бокурской серии не превышает 1300 м [284].

В трахиандезитах во вкрапленниках (5–10% объема породы) преобладает плагиоклаз среднего–основного состава и, наряду с роговой обманкой, присутствует пироксен. Основная масса имеет пилотакситовую, трахитоидную или микрофельзитовую структуру. С преобладанием во вкрапленниках пироксена (эгирин-авгита) и появлением биотита, ортоклаза и основного

плагиоклаза трахиандезиты переходят в трахиты или щелочные трахиты, а нефелина – в фонолиты. В щелочных нефелинсодержащих базальтоидах наряду с нефелином присутствует лейцит. По химическому составу вулканиты комплекса принадлежат к щелочному или субщелочному ряду с содержанием щелочей до 13% при преобладании натрия над калием в 1,5–2 раза [83, 284].

Субвулканические образования комплекса представлены дайками эссекситов, щелочных сиенитов и сиенит-порфиров, не выражающимися в масштабе карты. Они прорывают рифейские образования, редко покровные фации комплекса и образуют кольцевые и полукольцевые пояса тел с субвертикальными и центриклиальными падениями контактов в обрамлении Улаханской и Бокурской кальдер, а также в центральной части последней. Изредка наблюдаются силлы сиенит-порфиров в рассланцованных алевролитах учурской серии [284].

Остатки флоры в алевролитах бокурской серии, определенные В. А. Вахрамеевым как *Cladophlebis* ex gr. *haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Equisetites* sp., *Czekanowskia rigida* Heeg, свидетельствуют лишь о позднеюрском–раннемеловом возрастном диапазоне вмещающих отложений. Калий-аргоновые датировки вулканитов серии отвечают интервалу 135–159 млн лет [284].

МЕЛ

Меловые вулканогенные образования распространены в юго-восточной части территории листа. Они принадлежат к Удско-Куйдусунскому вулканоплутоническому району Охотско-Чукотской вулканоплутонической области.

Ранний мел. Немуйканский вулканический комплекс распространен в Преддзугджурском и Удском вулканоплутонических ареалах в составе соответственно Преддзугджурского и Джелонского вулканических прогибов.

Немуйканская свита (*К_{1пм}*), впервые выделенная А. Л. Ставцевым в 1961 г. [422], сложена андезитами, андезибазальтами, их туфами и лавобрекчиями, базальтами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туффитами, туфоалевролитами, занимающими общую площадь около 1400 км².

Наиболее полный разрез свиты в Преддзугджурском прогибе наблюдался в его северо-западной части, в бассейне р. Немуйкан. В основании разреза здесь залегает горизонт псефитовых туфов мощностью 20–25 м, обломочный материал в которых размером 1–20 см имеет угловатую, реже полуокатанную форму и представлен известняками и андезитами. Встречаются редкие глыбы известняков, размер которых достигает 10 м в поперечнике. По данным В. Е. Чепыгина [465], грубообломочный материал базального горизонта, представленный продуктами дезинтеграции рифейских осадочных пород, имеет делювиальное происхождение. Часто в составе горизонта отмечаются линзовидные тела туфоконгломератов и туффитов. В обломочном материале туфоконгломератов содержатся хорошо окатанные гальки и валуны подстилающих архейских гнейсовидных кварцевых диоритов, гранитов и рифейских осадочных пород. Обломки

сцементированы пепловым материалом. Стратиграфически выше базального горизонта залегает пачка (до 400 м) переслаивающихся псаммитовых туфов, лав и лавобрекчий андезитов. В псаммитовых туфах нижней части разреза отмечаются прослойки алевроитовых разностей мощностью в первые сантиметры, содержащих растительные остатки. Выше пачки переслаивания залегает покров андезитов видимой мощностью до 95 м. Местами он полого (10–15°) налегает непосредственно на рифейские образования. Мощность свиты в изученном разрезе достигает 520 м [465].

Северо-восточнее в бассейнах рек Мотара и Челасин, где обнажена верхняя часть свиты, в ее разрезе преобладают темно-серые массивные порфиоровые, в верхних частях потоков афировые андезиты, реже наблюдаются миндалекаменные порфиоровые андезибазальты и базальты, миндалины в которых выполнены хлоритом, кальцитом и халцедоном. Мощности их переслаивающихся потоков варьируют от 5 до 50 м, иногда достигая 80–100 м. На других участках распространения свиты потоки андезибазальтов и базальтов встречаются среди андезитов локально. Протяженность их 2–5 км, мощность не превышает 15 м. В нижних частях потоков базальтов отмечаются раскристаллизованные разности. На северо-восточной окраине Преддзугджурского прогиба преимущественно в нижней части разреза среди андезитов отмечаются линзовидные залежи туфов мощностью до 250 м. На юге Преддзугджурского прогиба, в бассейне р. Магей, свита представлена также в основном андезитами, среди которых очень редко встречаются маломощные (до 10 м) линзы мелкообломочных туфов. Мощность свиты в Преддзугджурском прогибе 600–700 м [465, 132].

Вулканогенные образования среднего и основного состава в Джелонском прогибе были выделены Л. И. Красным в 1951 г. в качестве джелонской свиты позднеюрского–раннемелового возраста, разделенной на две подсвиты. Впоследствии на территории листа N-53 нижняя (существенно туфо-генно-осадочная часть разреза) была отнесена к собственно джелонской свите средне-позднеюрского возраста, а верхняя (лавовая) – к немуйканской свите [41]. На территорию листа O-53 джелонская свита не распространяется.

По данным В. И. Гольденберга [36], изучавшего строение свиты в нижних течениях рек Лантарь и Мерикон, в устье р. Сигнигды и в бассейне р. Укэй, на размытой поверхности девонских образований с падением (60–70°) на восток залегают андезибазальты – 70–100 м; туфы грубообломочные литокластические смешанного состава (с обломками андезитов и риолитов), иногда переходящие в пепловые туфы, в верхней части с прослоем грубополосчатых туфопесчаников – 450 м; андезибазальты, в основании и в верхней части миндалекаменные – 400 м; переслаивающиеся (через 10–80 м) лито-кристаллокластические туфы смешанного состава и андезиты, иногда миндалекаменные – 340 м; грубообломочные туфы смешанного состава с прослоями пепловых туфов, туфоалевролитов и аргиллитов с обугленными растительными остатками – 90 м; андезибазальты, в нижней части лавобрекчий андезибазальтов – 115 м; андезиты миндалекаменные – 10 м; тонкослоистые темно-лиловые и зеленовато-серые туфопесчаники, туфоалевролиты и туфоаргиллиты, содержащие многочисленные отпечатки

ископаемой флоры, с пластом туфобрекчий андезитов – 25 м; андезиты, в нижней части переслаивающиеся с туфобрекчиями и агломератовыми лавами андезитов – 170 м; туфобрекчии литокластические, местами по простиранию переходящие в мелкообломочные или пепловые туфы и туфопесчаники с неопределимыми растительными остатками – 300 м; андезиты с мелкими миндалинами хлорита – 120–150 м; туфы грубообломочные с прослоями туфопесчаников и туфов кислого состава – 80–100 м; андезиты миндалекаменные – 100–130 м; туфы грубообломочные смешанного состава (с обломками риолитов и андезитов) – 50–70 м; андезиты миндалекаменные зеленовато-серые и коричневатые – 100–150 м. Всего по разрезу 2420–2600 м. Мощность свиты, вероятно, завышена, так как единого разреза, вскрывающего полную мощность свиты, не наблюдалось. На прилегающей с юга территории ее мощность не превышает 1300 м [41].

Субвулканические образования. Андезибазальты, базальты, андезиты, долериты ($\alpha\beta K_1\text{ит}$) слагают штоки и силлы, локализованные лишь в пределах покровных фаций немуйканского комплекса. Площадь их колеблется от первых десятков метров до 2 км². Сближенные тела показаны на геологической карте объединенными. Четыре штока изометричной в плане формы образуют на правом берегу р. Батомга цепочку тел субширотного направления. Сложены они однородными оливин-авгитовыми долеритами [465]. Штоки, сконцентрированные на локальной площади побережья Охотского моря южнее устья р. Лантарь, представлены андезибазальтами, базальтами и андезитами. Центральные части тел сложены более раскристаллизованными разностями, сменяющимися к периферии порфиоровыми, афировыми и стекловатыми. Субвулканическая интрузия, показанная на карте на побережье и шельфе Охотского моря северо-восточнее устья р. Лантарь как наиболее крупное тело, представляет собой серию концентрических силлов, сложенных в основном андезибазальтами [249].

Базальтами, андезибазальтами и долеритами сложены также немногочисленные дайки. Протяженность их 200–700 м, иногда до 2 км при мощности до 20 м, иногда до 150 м. В северной части Преддзугджурского прогиба, в бассейне рек Немуйкан и Аркай, на вершинах гор отмечаются жерловины округлой или эллипсовидной формы диаметром до 400 м. Сложены они жерловыми брекчиями среднего состава бурого или темно-серо-зеленого цвета. В составе обломков (2,5–3 см) преобладают андезиты (до 80% объема породы). Среди ксеногенных обломков (10–15%) отмечаются гранитоиды и известняки. Нередко жерловины окружены валами агломератовых туфов [465].

Андезибазальты и базальты немуйканского комплекса – темно-зеленые, иногда почти черные массивные породы, часто с нечетко выраженной порфировой структурой. Вкрапленники представлены в основном плагиоклазом и пироксеном. В базальтах присутствует оливин. Основная масса имеет интерсертальную структуру и состоит из микролитов плагиоклаза, пироксена, рудного минерала и хлоритизированного стекла. Андезиты отличаются от андезибазальтов резким преобладанием во вкрапленниках плагиоклаза, микролитовой, гиалопилитовой или пилотакситовой структурой основной массы, часто имеют миндалекаменную текстуру. Некоторые

разности содержат в основной массе до 10% кварца, и их состав приближается к дациандезитам.

По химическому составу вулканы комплекса – в основном умеренно- и высокоглиноземистые породы нормального ряда известково-щелочной серии. Они несколько обеднены щелочами с преобладанием натрия над калием, но в целом близки к соответствующим типам пород, по Р. Дэли. В андезибазальтах установлены повышенные, незначительно превышающие кларки, концентрации золота, свинца, бериллия, циркония, галлия и скандия [465].

Возраст немуйканского вулканического комплекса обоснован находками в вулканогенно-осадочных породах растительных остатков на правобережье р. Немуйкан [465] и в береговых обрывах побережья Охотского моря [36]. Среди них наиболее представительными являются отпечатки папоротника *Cladophlebis* sp. (cf. *C. exiliformis* Geol.), известного в низах нижнего мела Японии. Многочисленны также остатки хвойных (*Pytiophyllum* ex gr. *nordenskioldii*) и гинговых (*Ginkgo* ex gr. *sibirica*, *G.* ex gr. *uttonii*), которые распространены в юрских и нижнемеловых отложениях азиатской части России [465]. По заключению М. М. Кошман, проводившей описание ископаемой флоры, наличие папоротника, близкого к *Cladophlebis exiliformis*, свидетельствует, вероятнее всего, о раннемеловом (неокомском) возрасте вмещающих слоев [465].

Верхний возрастной предел немуйканской свиты (и соответственно всего комплекса) определяется налеганием на эти образования покровов магейской свиты альбского возраста.

Мериконская свита (K_1mr) распространена в Джелонском вулканическом прогибе, где занимает относительно крупную (35×10 км) площадь на водоразделе рек Таймень, Мерикон, Уйка и небольшую – на правобережье р. Лантарь. Она с угловым несогласием залегает на домеловых образованиях и с размывом – на вулканиках немуйканской свиты. Разрез ее представлен галечно-валунными конгломератами, туфоконгломератами и подчиненными им туфопесчаниками и песчаниками, слагающими слои мощностью 5–7 м преимущественно в средней части разреза. Конгломераты имеют пеструю окраску, обусловленную сочетанием зеленого заполнителя и красных, серых и темно-серых разноокатанных обломков различного состава. Их заполнителем (5–15% объема конгломератов) является полимиктовый разнозернистый, чаще крупнозернистый песчаник, иногда со значительной примесью туфогенного материала. Среди обломков преобладают среднеокатанные валуны и гальки гранитов, диоритов, тоналитов, габброидов, анортозитов и кварцитовидных песчаников. Хорошоокатанные обломки сложены риолитами и гранит-порфирами. Реже отмечаются обычно остроугольные или слабоокатанные обломки известковистых сланцев, известняков и слюдястых кварцитов. Характер обломочно-го материала резко изменчив как по разрезу, так и по простиранию свиты, но в целом наблюдается тенденция к увеличению размеров галек и валунов и большому разнообразию их состава в северо-восточном направлении. Видимая мощность свиты не превышает 500 м [36, 249].

В песчаниках, слагающих прослой в нижней части разреза свиты на левом берегу р. Уйка, сохранились отпечатки флоры, среди которой В. А. Вахрамеевым определены *Podozamites* sp. и *Coniopteris* sp., характерные для юрского и раннемелового времени [36]. Учитывая налегание мериконской свиты на раннемеловую немуйканскую, возраст ее принят раннемеловым.

Магейский вулканический комплекс распространен в Преддзугджурском вулканическом прогибе на площади более 3 тыс. км². Он входит в состав Овланджино-Челасинской, Тунумской, Магейской, Мукитканской и Мотаринской ВТС, получивших соответствующие названия от одноименных рек – в основном тех, к бассейнам которых они приурочены.

Магейская свита (K_1mg) залегает на пологой (5–20°) поверхности эродированных вулканитов немуйканской свиты, раннемеловых гранитоидов удского, архейских анортозитов древнедзугджурского комплексов и терригенно-карбонатных пород рифея и венда, перекрывается мотаринской и тунумской свитами и прорывается интрузивами позднемелового дзугджурского комплекса. Она сложена преимущественно туфами и игнимбритами, реже лавами (в т. ч. игниспумитами) дацитов, дациандезитов, иногда андезитов, риолитов, риодацитов и андезибазальтов, туфоконгломератами, туффитами. По материалам ГСР-50 [465] в ее составе выделяются три подсвиты.

Нижняя подсвита сложена преимущественно плохосортированными и фациально изменчивыми туфами смешанного состава – дацитов, дациандезитов, андезитов, содержащими линзы туфографелитов и туффитов. В основании разреза практически повсеместно залегает горизонт грубообломочных (от псефитовых до агломератовых) туфов мощностью до 5 м с бомбами и лапиллями андезитов и различными ксеногенными обломками, отражающими состав подстилающих пород. В Овланджино-Челасинской ВТС на андезитах немуйканской свиты залегают туфоконгломераты мощностью 1,5 м, содержащие гальки гранитоидов удского комплекса, немуйканских андезитов и рифейских известняков. Выше них в агломератовых туфах дацитов и дациандезитов базального горизонта отмечаются непротяженные (до 3 км) маломощные (0,2–0,3 м) прослой псаммитовых разностей, содержащих растительный детрит, куски древесины и линзочки углистых аргиллитов. Туфоконгломераты присутствуют в составе базального горизонта и в Тунумской ВТС, где они залегают как на гранитоидах удского, так и на анортозитах древнедзугджурского комплексов и содержат большое количество (до 50% объема породы) галек и угловатых обломков анортозитов. Среди туфов в разных частях подсвиты залегают редкие потоки лав разного состава: андезибазальтов, игнимбритов дациандезитов и дацитов в Овланджино-Челасинской ВТС, игнимбритов дацитов в Тунумской и Магейской ВТС, игниспумитов и игнимбритов дацитов в Мукитканской ВТС. Мощность потоков варьирует в пределах 1–50 м, протяженность – от первых сотен метров до 3–4 км. Мощность нижней подсвиты изменчива – от 280 до 490 м, причем наибольшая она – на севере прогиба в Овланджино-Челасинской и Мотаринской ВТС.

Средняя подсвита представлена в основном спекшимися туфами, игнимбритами и игниспумитами дацитов и дациандезитов, которым подчинены

игнимбриты риодацитов, риолиты, риодациты, дациты и их туфы. Она имеет меньшее площадное распространение по сравнению с нижней подсвитой, местами залегает на домагейских образованиях. Наиболее полные ее разрезы наблюдаются в Магейской и Мукиитканской ВТС.

В Магейской ВТС на агломератовых туфах нижней подсвиты залегают флюидално-полосчатые дациты и их порфирокластические игнимбриты (50 м). Выше следуют алевритовые туфы (10 м), затем игнимбриты дацитов (65 м). Средняя часть разреза (175 м) сложена в разной степени спекшимися туфами дацитов, редко дациандезитов – псефитовыми внизу пачки, псаммитовыми вверху. Завершают разрез подсвиты кристаллоигнимбриты дацитов (85 м). Мощность разреза 385 м.

В Мукиитканской ВТС в разрезе подсвиты преобладают спекшиеся преимущественно псефопсаммитовые туфы дацитов, но широко распространены и игнимбриты дацитов, чередующиеся с туфами и слагающие потоки мощностью 40–60 м, а в верхах средней части разреза залегает поток флюидално-полосчатых риодацитов мощностью до 75 м. На восточной окраине структуры, на левобережье верхнего течения р. Магей, среди сваренных туфов дацитов распространены алевропсаммитовые и алевритовые разности, в средней части видимого разреза наблюдаются игниспумиты дацитов (45 м), а в его верхах – алевропсаммитовые слоистые туфы дациандезитов (55 м). Мощность подсвиты в Мукиитканской структуре 400–430 м.

В нижней юго-западной части Мотаринской ВТС, в составе подсвиты наблюдаются более кислые разности пород – спекшиеся туфы риолитов и риодацитов мощностью 150 м с редкими линзовидными телами и пластами (до 20 м) игнимбритов и псаммитовых туфов дацитов и туфов риолитов, в верхней – игнимбриты со слоями в разной степени спекшимися туфов. Мощность разреза здесь достигает 200 м. В северо-восточной части структуры, в нижнем течении р. Мотара, небольшие по площади покровы (до 10 км²) представлены полосчатыми риодацитами и дацитами, игниспумитами и игнимбритами дацитов, витрокластическими пемзовыми псефитовыми и псаммитовыми туфами дацитов. Мощность их колеблется от первых десятков до 100 м.

В составе Тунумской ВТС подсвиту представляет серия веерообразно расположенных потоков риолитов, риодацитов, дацитов и игниспумитов дациандезитов, предполагаемый центр (или центры) излияния которых находится в приводораздельной части левых притоков р. Тунум, где перекрыт базальтами мотаринской свиты. Характерно, что здесь происходит смена состава пород в отдельных потоках от риолитового (юго-западнее предполагаемого центра извержения) до дациандезитового (северо-восточнее). Площадь отдельных потоков составляет 2–5 км², мощность достигает 200 м. В междуречье Тунум–Батомга отмечаются сваренные лито-кристаллокластические псефопсаммитовые туфы дацитов видимой мощностью более 12 м.

В пределах Овланджино-Челасинской ВТС средняя подсвита занимает обширные площади в ее северо-восточной части и фрагментарно обнажена в южной. Преимущественную роль в ее составе играют игнимбриты дацитов и в разной степени спекшиеся туфы дацитов и риодацитов общей

мощностью до 300 м. По периферии структуры в верхней части разреза отмечаются непротяженные (до 6 км) потоки риолитов, дацитов, риодацитов, игниспумитов и игнимбригов дацитов. Мощность подсвиты в этой структуре оценивается в 430 м.

Верхняя подсвита залегает на игнимбригах или спекшихся туфах средней подсвиты во всех вулканог-тектонических структурах, но занимает в их пределах весьма ограниченные площади. Представлена она туфами разного состава, в которых отмечаются маломощные линзы туффитов и туфоконгломератов. В Мукиганской ВТС в нижней части подсвиты распространены алевропсаммитовые грубослоистые туфы дацитов, в верхней – псаммитовые и псаммоалевритовые, также грубослоистые, туфы риолитов. В них присутствуют прослойки туфов андезитов и смешанного состава. В Магейской ВТС по всему разрезу доминируют псефопсаммитовые туфы дацитов, реже отмечаются туфы риолитов, смешанного и андезитового состава. В низах разреза наблюдаются переслаивающиеся через 10–15 м псаммитовые, алевропсаммитовые туфы дацитов и туффиты. В Мотаринской ВТС в основании покрова псаммитовых туфов дацитов и дациандезитов залегает пласт туфоконгломератов мощностью до 30 м и протяженностью 750 м. Туфоконгломераты отмечаются и в верхней части покрова, где подстилаются псаммитовыми туффитами мощностью около 30 м. В Тунумской и Овланджино-Челасинской ВТС подсвита представлена однообразными псаммитовыми туфами дацитов. Мощность верхней подсвиты 100–120 м.

Мощность магейской свиты в районе варьирует в пределах 600–1050 м.

Субвулканические и экструзивно-жерловые образования комплекса представлены малыми внеслабными (размером от 0,04 до 3,3 км²) интрузивными телами различной формы, прорывающими как покровные вулканы, так и породы довулканического фундамента.

Дациты ($\zeta K_1 mg$) слагают два сближенных штока площадью 0,12 и 2,0 км², которые прорывают древнеджурские анортозиты на правобережье р. Огоньго (на геологической карте они показаны объединенными). От покровных дацитов субвулканические отличаются только лучшей степенью раскристаллизации основной массы, наличием гломеропорфировых выделений и микрогранофировых каемок вокруг них.

Несколько штоков, расположенных среди покровных фаций магейского комплекса в Овланджино-Челасинской ВТС, сложены риолитами и риодацитами. Породы имеют полосчатую, иногда брекчиевую текстуру. Падение полосчатости меняется от преимущественно центриклинального на периферии тел к разнонаправленному к центральным их частям, углы падения – от 5–15 до 40–80°.

Дайко- и силлообразные, часто ветвящиеся тела протяженностью до 2,5 км прорывают в основном покровные фации комплекса, реже – породы немуйканской свиты. Они распространены практически во всех вулканог-тектонических структурах и сложены преимущественно полосчатыми мелкопорфировыми дацитами, риодацитами и реже риолитами.

Жерловины изометричной в плане формы размером до 0,6 км² распространены в основном в Овланджино-Челасинской и Мотаринской ВТС и

отмечаются также на границе Мукитканской и Магейской структур. Они сложены жерловыми брекчиями дацитов и туфобрекчиями риодацитов с примесью ксеногенного материала, представленного обломками гранодиоритов и диоритов удского интрузивного и андезитами немуйканского вулканического комплексов.

Породы магейского вулканического комплекса по химическому составу соответствуют средним составам дацитов, риодацитов и риолитов, по Р. Дэли, и относятся к группе нормальных известково-щелочных пород. Туфы дацитов и туфы смешанного состава, в отличие от лав, пересыщены глиноземом и насыщены щелочами с преобладанием калия. В целом для магейского комплекса характерна слабая специализация на скандий. В туфах, игнимбритах и игниспумитах дацитов наряду со скандием отмечаются повышенные концентрации никеля [233].

В туфах магейской свиты собраны многочисленные остатки флоры, среди которой М. М. Кошман определены *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yabe, *E. cf. manchurica* (Yok.) Yabe, *E. aff. obtusifolia* Oishi и др., известные в нижнем мелу Японии, Кореи, Южного Приморья и Аляски. Присутствуют также *Elatocladus (Tumion) gracillimus* (Heer) Sveshn., *Sequoia cf. fastigiata* (Sternb.) Heer и др., которые появляются в альбе, но широко распространены в позднем мелу [465]. В совокупности указанные флористические остатки вполне определенно свидетельствуют о раннемеловом возрасте магейского комплекса.

Тамгуйский вулканический комплекс слагает северную оконечность Тамгуйской ВТС, выделенной в Джелонском вулканическом прогибе на прилегающей с юга территории [41].

Тамгуйская толща (K₁tm) обнажена на площади 17 км² по правобережью верхнего течения р. Лантарь, где несогласно залегает на немуйканской свите и интродуцирована гранодиоритами джугджурского комплекса. В ее составе преобладают туфы умереннокислого состава. Разрез толщи начинается слоистыми разнообломочными туфами риодацитов и дацитов. Выше по разрезу они чередуются с дацитами (мощность потоков до 100 м), реже андезитами. В верхней части толщи присутствуют линзы туффитов и туфоконгломератов. Мощность толщи – более 600 м [41].

Субвулканические образования. Риодациты (л₂K₁tm) слагают фрагмент небольшого трещинного субвулканического тела, локализованного среди кварцевых диоритов токско-алгаминского комплекса в верховье р. Орого и приуроченного к зоне Джугджурского разлома. Оно является апофизой находящейся на прилегающей с юга территории интрузии, близкой по форме к гарполиту. Сложено тело массивными риодацитами, в краевых частях сменяющимися флюидалными (игнимбритоподобными) разностями.

По петрохимическим и петрофизическим характеристикам вулканы покровных и субвулканических фаций тамгуйского комплекса практически не различаются. Это весьма высокоглиноземистые породы нормального ряда калиево-натриевой серии. В субвулканических разностях щелочность несколько выше, чем в покровных [41].

Раннемеловой возраст тамгуйского комплекса обоснован недостаточно. Покровные вулканиды комплекса перекрывают нижнемеловую немуйканскую свиту и прорываются интрузивами позднемелового джугджурского комплекса. Единственное определение радиологического возраста К-Аг методом валовой пробы из покровных риолитов на сопредельной территории составляет 92 млн лет [41]. Ю. П. Змиевский [263] сопоставлял тамгуйскую толщу с аналогичной по составу и положению в разрезе магейской свитой Предджугджурского вулканического прогиба.

Поздний мел. Позднемеловые образования представлены двумя вулканическими комплексами – мотаринским и тунумским, распространенными только в Предджугджурском вулканическом прогибе.

Мотаринский вулканический комплекс занимает площадь около 3 тыс. км² в основном в северо-западной части прогиба.

Мотаринская свита (K_2mt) представлена в основном лавами, меньше туфами преимущественно среднего, редко основного, умереннокислого, иногда субщелочного состава. В ее составе присутствуют также туффиты и туфоконгломераты. Нижней границей свиты является подошва покровов андезитов и дациандезитов, которые залегают на образованиях магейского и немуйканского вулканических комплексов, иногда довулканического фундамента. В процессе ГСР-50 по набору пород она была разделена на три подсвиты [465].

Нижняя подсвита широко распространена в Мотаринской и Овланджино-Челасинской ВТС, меньше – в других структурах, как правило, приурочиваясь к их центральным частям. Она представлена амфиболовыми и амфибол-пироксеновыми андезитами и их автобрекчиями, амфибол-пироксеновыми андезибазальтами и базальтами, амфиболовыми дациандезитами, трахиандезитами, их туфами и лавобрекчиями, редко туфами дацитов, туффитами и туфоконгломератами.

В Мотаринской ВТС на магейских туфах залегают перемежающиеся потоки андезитов и андезибазальтов, содержащие редкие линзовидные прослои туфов того же состава. В бассейне среднего течения р. Мотара наиболее мощные (до 180 м) и протяженные (до 10 км) потоки сложены андезибазальтами. Потоки андезитов здесь имеют мощность до 30 м и быстро выклиниваются. В других частях структуры андезиты слагают обширные покровы мощностью до 100 м. Совместно с ними отмечаются потоки базальтов и дациандезитов мощностью до 50, иногда до 100 м и пласты (10–20 м) псаммитовых туфов андезитов. Мощность подсвиты в Мотаринской структуре 430 м. Подобное строение подсвиты наблюдается и в Мукитканской ВТС, где она занимает небольшие площади и имеет меньшую мощность – до 350 м.

На периферии Овланджино-Челасинской ВТС, в верховье р. Правая Батомга в основании разреза залегает горизонт валунно-галечных туфоконгломератов мощностью до 40 м, в которых валуны, достигающие 1,5 м в поперечнике, и гальки хорошей и средней окатанности представлены в основном древнеджугджурскими анортозитами и гранитоидами удского комплекса. В составе обломочного материала отмечаются также гнейсовидные граниты и вулканиды немуйканского комплекса. На горизонте

туфоконгломератов залегают чередующиеся пачки (до 140 м) алевропсаммитовых и псефопсаммитовых тонкослоистых туфов андезитов и потоки (20–50 м) андезитов, андезибазальтов и дациандезитов. Мощность разреза подсветы здесь 420 м. На других участках структуры мощность подсветы не превышает 250 м. В ее разрезе преобладают андезиты, а пласты их туфов имеют мощность менее 50 м. В верхней части разреза отмечаются потоки андезибазальтов и лавобрекчий дациандезитов.

В Магейской ВТС в разрезе подсветы также преобладают андезиты, афировые и миндалекаменные разности которых чередуются с порфиrowыми андезитами и псаммитовыми туфами андезитов. В верхней части разреза отмечаются псаммитовые и псефопсаммитовые туфы дацитов, слагающие пласты мощностью до 25 м. В центральной части структуры мощность подсветы достигает 365 м, по периферии она резко уменьшается вплоть до полного выклинивания.

В Тунумской ВТС подсвета представлена группой разобщенных лавовых покровов, располагающихся в виде полукольца вдоль северо-западного экзоконтакта Ньюбкинского массива джугджурских гранодиоритов. Среди лав распространены андезиты, трахиандезиты, андезибазальты, редко дациандезиты. Вместе с ними отмечаются туфы андезитов и дацитов и туффиты. Мощность потоков варьирует в пределах 50–180 м, покровов – достигает 400 м.

Средняя подсвета имеет ограниченное площадное распространение, и в основном в Овланджино-Челасинской и Магейской ВТС. Представлена она дацитами, иногда их лавобрекчиями, флюидалными, реже массивными трахидацитами, флюидално-полосчатыми риодацитами и туфами преимущественно дацитов.

В основании разреза подсветы в Овланджино-Челасинской ВТС залегают туфы дацитового и смешанного составов (35 м), выше – трахидациты (150 м). В восточной части структуры туфы выклиниваются, а в покровах трахидацитов, мощность которых возрастает до 210 м, отмечаются потоки дацитов и риодацитов. В Магейской ВТС подсвета представлена однородными дацитами (200 м) с единичными прослоями их туфов и лавобрекчий. Покровы дацитов мощностью 80–120 м представляют подсвету также в Мукиutkanской и Мотаринской ВТС. В последней, кроме дацитов, отмечаются трахидациты.

Верхняя подсвета распространена во всех вулcano-тектонических структурах и представлена андезибазальтами, андезитами, дациандезитами, базальтами, редко туфами андезитов, по петрографическому составу сходными с аналогичными породами нижней подсветы.

Наибольшую площадь подсвета занимает в Мотаринской ВТС, где имеет неоднородное строение. В среднем течении р. Мотара на дацитах среднемотаринской подсветы залегают обильнопорфиrowые андезиты с характерной шаровой отдельностью (120 м), выше – темно-серые массивные и миндалекаменные андезибазальты (80 м). С андезитами ассоциируют их туфы, слагающие маломощные линзовидные тела. Завершается разрез пачкой чередующихся потоков андезидацитов и андезибазальтов. Мощность этого разреза достигает 260 м. На других участках структуры разрез подсветы

сложен мелкопорфировыми до афировых со скорлуповато-концентрической отдельностью базальтами, содержащими непротяженные (до 1 км) потоки андезитов и андезибазальтов мощностью до 30 м. Мощность покровов не превышает 120 м. В Овланджино-Челасинской ВТС на среднемотаринской подсвите залегают часто чередующиеся потоки андезитов и андезибазальтов суммарной мощностью до 220 м. В Тунумской ВТС подсвита мощностью до 200 м представлена только базальтами (брекчиевыми в нижней, афировыми в средней и миндалекаминными в верхней частях разреза) с их лавобречьями (0,5 м) в основании. В Магейской ВТС к верхней подсвите отнесены два небольших покрова андезибазальтов мощностью не более 50 м.

Мощность мотаринской свиты варьирует в пределах 300–900 м. Наибольшая она в Овланджино-Челасинской и Мотаринской ВТС.

Субвулканические и экструзивно-жерловые образования мотаринского комплекса распространены достаточно широко и представлены в основном малыми интрузивными телами различной морфологии, не выражающимися в масштабе карты. Наиболее крупные интрузии, показанные на геологической карте, имеют площадь выхода на поверхность до 12 км² и представляют собой хонолиты, бисмалиты, штоки, силлы, редко лакколиты. Прорывают они в основном вулканы магейской, реже мотаринской свит, иногда породы довулканического фундамента и сложены андезитами и дациандезитами, андезибазальтами, базальтами.

Андезиты и дациандезиты (αK_2mt) слагают субвулканические тела во всех вулcano-тектонических структурах. В Овланджино-Челасинской и Тунумской ВТС распространены интрузии, сложенные крупнопорфировыми и сериальнопорфировыми роговообманково-пироксеновыми андезитами, в остальных – дациандезитами. Последние, как правило, без каких-либо закономерностей фациально переходят в андезиты. В эндоконтактах интрузий отмечаются мелкие ксенолиты вмещающих пород и зоны закалки. В экзоконтактовых зонах андезиты и дациандезиты образуют протяженные апофизы мощностью до нескольких десятков сантиметров. Породы, слагающие интрузии, по минеральному составу аналогичны покровным фациям, но в отличие от них имеют различную степень раскристаллизации основной массы – вплоть до образования участков с микроаллотриоморфнозернистой и микропегматитовой структурой, которые могут идентифицироваться как диориты или гранодиориты [465].

Андезибазальты ($\alpha\beta K_2mt$), базальты (βK_2mt) слагают несколько крутопадающих штоков овальной или округлой в плане формы размером от 1 до 4 км² в бассейне нижнего течения р. Магей. Малые штоки диаметром 100–370 м, сложенные долеритами и базальтами, отмечаются в Овланджино-Челасинской ВТС, где они выделяются на местности в виде куполообразных возвышенностей. От соответствующих покровных фаций комплекса они отличаются только лучшей раскристаллизацией основной массы, особенно в центральных частях тел. Экзоконтактовые воздействия интрузий проявлены в слабой пропилитизации вмещающих пород [484].

Экструзивные и жерловые образования распространены в основном в пределах Овланджино-Челасинской, Тунумской и Магейской ВТС. Жерловины обычно имеют изометричную, реже удлиненную или сложную в плане

форму, площадь не более 0,05 км² и выражены понижениями в рельефе. Они сложены жерловыми брекчиями андезитов и дацитов. Нередко краевые жерловые фации состоят из угловатых или округлых обломков архейских кварцевых диоритов, раннемеловых гранитоидов и андезитов размером от нескольких сантиметров до 1,5 м, сцементированных тонкообломочным материалом. Экструзии, как правило, образуют изометричные куполовидные, реже островные возвышенности в рельефе с относительным превышением 30–60 м над поверхностями покровных образований. Площадь их выходов достигает 0,12 км². Сложены они в основном андезитами, флюидально-полосчатыми трахидацитами, дацитами и – реже – их лавобрекчиями. Характерной особенностью экструзий является их однородный состав, вертикальная столбчатая отдельность пород и крутое (60–80°) центриклинальное падение полосчатости и флюидальности [465].

В форме даек, в т. ч. коленчатых и ветвящихся, субвулканические интрузии встречаются повсеместно, но большая их часть сконцентрирована вблизи крупных субвулканических тел такого же состава, где их размещение контролируется дугообразными разрывами. Протяженность даек от 200 м до 4 км, мощность – от первых метров до 15–30 м. Некоторые дугообразные дайки долеритов и базальтов в бассейне р. Бургала имеют центриклинальное падение.

По петрохимическим характеристикам породы мотаринского комплекса в целом соответствуют средним составам андезитов, базальтов, дациандезитов, дацитов, трахидацитов и трахиандезитов, по Р. Дэли. Преобладают породы нормального известково-щелочного ряда. Отношение калия к натрию закономерно возрастает от основных пород к средним и кислым от 0,65 до 1,25. Дациандезиты отличаются несколько повышенной щелочностью. Среди них выделяются как пересыщенные глиноземом и обогащенные свободной известью, так и богатые фемическими компонентами разности нормального ряда. В отдельных случаях дациандезиты обладают ярко выраженным щелочным уклоном и по составу приближаются к трахидацитам. Трахидациты пересыщены кремнеземом, обеднены фемическими компонентами и обогащены калием при высоком содержании магния (Чепыгин, 1978 г.). Геохимической особенностью пород свиты является низкое содержание практически всех микроэлементов, кроме скандия и лантана [233].

В туфах андезитов на левобережье р. Кундуми и водоразделе Маймакан–Кундуми собраны отпечатки ископаемой флоры *Metasequoia cuneata* (K n o w l t.) C h a n e y, *Cephalotaxopsis intermedia* H o l l., *C. magnifolia* F o n t., *Elatocladus* ex gr. *smittiana* (H e e r) S e w., *Taeniopteris* sp. и др., которые, по заключению Е. Л. Лебедева, позволяют отнести ее к амкинскому (возможно, верхнеамкинскому) флористическому уровню (ранний сеноман) (Гурьянов, 1987 г.). К-Аг датировки покровных и субвулканических пород комплекса колеблются в пределах 115–71 млн лет, а подавляющая часть их (7 из 10) – 99–74 млн лет [465]. На основании этих данных, возраст мотаринского комплекса, с учетом залегания его покровов на образованиях магейского комплекса, охарактеризованного ископаемой флорой альбского возраста, принят позднемеловым.

Тунумский вулканический комплекс, выделенный В. Е. Чепыгиным в процессе ГГС-50 [465], занимает площадь около 1000 км² в юго-западной и юго-восточной частях Преддзугджурского прогиба.

Тунумская свита (K_2tn) представлена преимущественно туфами и игнимбритами трахириодацитов, трахидацитов, трахириолитов и риолитов, которым подчинены лавы того же состава и туфопесчаники. Ее покровы залегают на вулканах магейской и мотаринской свит в основном субгоризонтально (наклонные залегаения иногда наблюдаются вблизи эруптивных центров) на водоразделах Батомга–Челасин, Тунум–Батомга, Магей–Маймакан, Маймакан–Улкан, а также в тектоническом блоке, протягивающемся в северо-восточном направлении из бассейна р. Бургала в бассейн р. Тунум.

В пределах большинства вулкано-тектонических структур разрезы свиты довольно однотипны, различия заключаются в основном в вариациях мощности потоков или их выклинивании. В низах разреза (20–200 м) повсеместно распространены пирокластические породы кислого состава – спекшиеся туфы трахидацитов, риодацитов, игнимбриты дацитов, реже туфы смешанного состава, крупнообломочный материал в которых представлен подстилающими породами. На них налегают в основном игнимбриты и игниспумиты трахириодацитов, трахидацитов, трахириолитов, чередующиеся с выклинивающимися потоками (40–100 м) риолитов и дацитов. На границе разных потоков отмечаются линзовидные прослои туффитов и туфопесчаников. В верхней части разреза, сохранившейся от эрозии на обособленных участках водоразделов, залегают игнимбриты трахидацитов и спекшиеся псефопсаммитовые туфы с маломощными прослойками алевропсаммитовых разностей. Венчают разрез горизонтально залегающие изолированные потоки полосчатых темно-коричневых с красноватым оттенком трахидацитов. Мощность свиты варьирует в пределах 400–620 м [465, 233].

Наибольшим разнообразием пород свита отличается в Овланджино-Челасинской ВТС. Здесь в северной ее части в основании разреза наблюдаются маломощные (10–15 м) пласты туфопесчаников, на которых последовательно залегают покровы спекшихся туфов, игнимбритов и игниспумитов трахидацитов, затем флюидалных лав трахириодацитов и трахириолитов. В восточном обрамлении структуры, на водоразделе рек Челасин и Авландя, разрез свиты представлен игнимбритами, образующими потоки мощностью 50–200 м и протяженностью до 2,5 км, которые имеют периклинальное по отношению к центру структуры залегание. Породы потоков имеют однотипный минеральный состав и сходную кремовую, кремово-коричневую окраску. Игнимбриты нижних потоков отличаются небольшим количеством порфиорокластов полевых шпатов и пироксена (5–15% объема породы) и обилием фьямме. В залегающих выше потоках количество порфиорокластов возрастает, а фьямме – уменьшается. При этом игнимбриты верхнего потока характеризуются примерно равным соотношением фенокристаллов и их обломков, общее количество которых достигает 30%. В верховьях р. Айки свита представлена спекшимися туфами и игнимбритами трахидацитов, залегающих на трахидацитах мотаринской свиты. В нижней части разреза туфы насыщены угловатыми обломками андезитов и дацитов. Выше по разрезу в туфах обломки пород отсутствуют,

а количество осколков розовых полевых шпатов увеличивается до 40%. Завершают разрез свиты здесь непротяженные и маломощные потоки риодацитов. Мощность свиты в Овланджино-Челасинской ВТС не превышает 400 м [465].

В Тунумской ВТС, в междуречье Тунум–Батомга, свита представлена кристалло-, витрокристалло- и кристалло-литокластическими туфами кислого состава, занимающими площадь свыше 100 км². В нижней части разреза на интенсивно раздробленных и пропилитизированных мотаринских андезитах здесь залегают уплотненные туфы мощностью до 120 м, в составе которых крупнообломочный материал, представленный андезитами, резко преобладает над мелкими обломками риолитов и трахидацитов. На водоразделе Тунум–Улита в составе туфов количество обломков чужеродных пород достигает 50–70% объема породы. Представлены они риолитами, дацитами, гранитами, иногда анортозитами, размер их достигает 20 см в поперечнике. Выше по разрезу (150 м) залегают сравнительно слабо спекшиеся туфы существенно кислого состава. В них снизу вверх постепенно увеличивается количество кристаллов и кристаллокластов полевых шпатов. Их перекрывают кристаллокластические игнимбриты с четкой псевдофлюидальностью. Общая мощность разреза здесь оценивается в 500 м.

В других вулкано-тектонических структурах и отдельных покровах для свиты характерно преобладание лав. Так, в междуречье Нагим–Мукиткан распространены вспененные лавы (игниспумиты) трахидацитов, слагающие покров, вытянутый в субмеридиональном направлении на 20 км при ширине в среднем 4,5 км. Мощность его 400 м. В северо-западной части покрова трахидациты сменяются игнимбритами трахидацитов и трахириодацитов, а в его обрамлении участками отмечаются туфобрекчии дацитов (Гурьянов, 1982 г.). В Нимаро-Тумской ВТС большая часть покрова сложена игниспумитами риолитов, участками фациально переходящими в флюидальные игнимбритоподобные трахириолиты. В основании покрова породы насыщены обломками вулканитов подстилающих мотаринской, магейской, реже улканской и элгэтэйской свит. В кровле по периферии покрова отмечаются потоки трахидацитов [233].

Субвулканические и экструзивно-жерловые образования. Риодациты (λK_2tn); дациты (ζ); риолиты и гранит-порфиры (λ); трахидациты и трахириолиты ($\tau\zeta$) слагают многочисленные разнообразные по форме субвулканические тела (массивы, штоки, силлы) площадью выхода на поверхность от нескольких сотен квадратных метров до 22 км². Они широко распространены в Преджугджурском вулканическом прогибе, где прорывают покровы тунумской и подстилающих свит, отмечаются также и за пределами прогиба, в основном к северо-западу от него среди различных образований довулканогенного фундамента. Контакты субвулканических интрузий с вмещающими образованиями извилистые, осложненные силло- и дайкообразными апофизами. Породы, слагающие субвулканические интрузии, отличаются от покровных фаций повышенными значениями плотности, магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности, более высокой степенью раскристаллизации основной массы, обилием вкрапленников и наличием ксенолитов вмещающих пород,

часто оплавленных. Характерны крупные останцы в провисах кровли интрузивных тел. В эндоконтактах тел наблюдаются автомагматические брекчии, насыщенные обломками вмещающих пород, резко уменьшаются количество и размер вкрапленников, появляются псевдофлюидальные текстуры, субпараллельные контактам.

Экструзии, распространенные в пределах большинства вулcano-тектонических структур, выделяются в рельефе овальными куполовидными вершинами. Площадь их иногда достигает 10 км², а относительная высота – 250 м. Сложены они флюидально-полосчатыми порфиоровыми дацитами и трахидацитами с криптокристаллической основной массой и вертикальной столбчатой отдельностью. В отличие от покровных аналогов, в их составе практически отсутствуют ксенолиты вмещающих пород, а в краевых частях экструзий породы приобретают стекловатый облик.

Довольно многочисленные жерловины (более 30) обычно имеют близкую к изометричной или овальную в плане форму, размер 0,01–0,2 км², редко до 3 км² и представляют собой куполовидные или воронкообразные структуры с крутыми падениями контактов. Большинство их сконцентрировано в юго-западной части Преддзугджурского прогиба и локализовано в основном среди покровов тунумского комплекса. Сложены они жерловыми брекчиями дацитов и часто окружены агломератовыми туфами преимущественно трахидацитов с прослоями игнимбритов риодацитов, имеющими периклинальное падение под углами 15–65°. Отличительной особенностью жерловых брекчий от покровных эксплозивных образований является их насыщенность обломками не только дотунумских вулканитов (базальтов, андезибазальтов, дациандезитов), но и пород довулканического фундамента (габбро, гранитов). Обломки имеют от угловатой до изометрично-округлой форму с неровными очертаниями. Они частично ассимилированы и оплавлены. Размер их меняется от 1–2 см до 2,5 м в поперечнике, количество – от 25 до 70% [233, 465].

Широко распространены дайки разного состава. Дайки дацитов и трахидацитов, как и жерловины, сконцентрированы в юго-западной части Преддзугджурского прогиба, преимущественно в пределах Мукиканской и Нимаро-Тумской ВТС. Дайки риолитов, трахириолитов, гранит-порфиров распространены в основном в центральной части прогиба в пределах Овланджино-Челасинской ВТС, реже отмечаются и в других его частях. Дайки имеют различную форму – плито-, дуго-, коленообразную. Мощность их меняется от первых метров до 20–60, достигая в раздувах 250 м, протяженность в основном не превышает 0,5 км, редко достигая 5 км. Внедрились они, как правило, по крутопадающим дугообразным и радиальным разломам.

Все однопородные вулcanoгенные породы покровной, жерловой и субвулканической фаций характеризуются общностью состава. Вкрапленники и порфирокласты представлены плагиоклазом, кварцем и калишпатом, амфиболом и биотитом, изредка пироксеном в различных вариациях в зависимости от состава пород. Соотношение основной массы и вкрапленников непостоянно и изменяется в широких пределах. В игнимбритах постоянно присутствуют фьямме от единичных до 15% объема.

По химическому составу вулканиды тунумского комплекса относятся к группам пересыщенных и умеренно насыщенных щелочами пород кислого состава. Они богаты щелочами, в основном калием и магнием, по сравнению с соответствующими средними составами пород, по Р. Дэли, и по соотношению калия и натрия и общей щелочности подразделяются на три группы. Первая группа представлена породами дацитового–риодацитового составов, для которых характерно преобладание натрия над калием с умеренной общей щелочностью. Ко второй группе принадлежат породы трахириолитового–трахидацитового составов с ярко выраженным щелочным уклоном и преобладанием калия над натрием. Третью группу представляют умереннощелочные породы трахириолитового–риолитового составов также с преобладанием калия. Таким образом, умереннокислый вулканизм со слабым щелочным уклоном резко сменялся во времени кислым с ярко выраженным щелочным уклоном и завершался еще более кислым с понижением щелочности и калиевости. Крайне неравномерное распределение щелочей и повышенное содержание магния в породах тунумского комплекса свидетельствуют о резких нарушениях термодинамического равновесия магматических расплавов как систем и дают основание предполагать связь тунумского вулканизма с одновременно существующими разноглубинными магматическими очагами [465]. По геохимическим характеристикам для пород комплекса присуща слабая скандиевая специализация. Для них характерны также повышенные концентрации ванадия, титана и меди [233].

Возрастное положение тунумского комплекса определяется тем, что покровные образования перекрывают, а субвулканические прорывают немуйканские, магейские и мотаринские эффузивы и сами прорваны интрузиями позднемелового джугджурского комплекса. На сопредельной с юга территории в слоистых туфах риолитов верхней части тунумской свиты собраны остатки ископаемой флоры, характерные для туронского–коньякского ярусов [41]. Данные радиологического возраста, определенного К-Аг методом (176, 86, 94 млн лет), вероятно, не могут быть приняты в расчет, так как вулканиды насыщены ксеногенным материалом [465].

НЕОГЕН

Плиоцен. Озерно-аллювиальные и озерные отложения ($1aN_2$) обнажены в замкнутых котловинах Мар-Кюельских озер и озер в междуречье Онне–Сэлиндэ. Возможно, они погребены под отложениями квартера и во впадинах озер Северная Мар-Кюель, Константиново и др. Представлены отложения темно-коричневыми суглинками и торфом. Мощность их около 5 м. На водоразделах в районе озер сохранились элювиальные образования мощностью 0,4–1,1 м*. Представлены они желтыми и зеленовато-серыми суглинками и желтовато-бурыми, серо-коричневыми хорошо отсортированными мелко-, средне-, крупнозернистыми гравийными

* На геологической карте они не показаны, так как не выражены в ее масштабе.

и глинистыми песками с дресвой и щебнем подстилающих пород [151]. Не исключено, что эти образования присутствуют и в основании отложений озерных впадин, но достоверных данных на территории листа на этот счет не получено.

В спорово-пыльцевых комплексах из рассмотренных отложений преобладает пыльца покрытосеменных (в основном *Juglans*, меньше *Rhus*, *Castanea*, *Castanopsis*, *Quercus*, *Alnus*, *Betula*, *Corylus*), наблюдаются пыльца хвойных (*Podocarpus*, *Abies*, *Tsuga*, *Pinus*), семейства *Toxodiaceae* и споры папоротниковых (*Selaginella*, *Azolla*, *Osmunda*, *Polypodiaceae*). Этот комплекс, по заключению В. В. Скотаренко, характеризует растительность средиземноморского типа, типичную для неогенового (возможно, плиоценового) времени. Присутствие *Castanopsis* не исключает и несколько более древний их возраст [151].

НЕОГЕН–КВАРТЕР

Плиоцен–эоплейстоцен. Плиоцен–эоплейстоцен представлен аллювиальными отложениями и алевинским сейсмокомплексом, объединяющим морские и прибрежно-морские отложения.

Алевинский сейсмокомплекс (sN_2 – Q_{Eal} , sN_2 – Eal) составляет верхнюю часть разреза отложений Аянского прогиба. По данным В. Ю. Забродина [41], нижней его части соответствует толща диатомитов, диатомитовых глин с мергелистыми конкрециями и прослоями туфодиатомитов и опоковидных алевролитов, верхней – толща прибрежно-морских гравийно-галечниковых отложений с рыхлыми диатомитами. Их формирование происходило в прибрежной части морского бассейна. Мощность сейсмокомплекса 300 м. Спорово-пыльцевые и диатомовые комплексы позволяют сопоставлять эти образования с помырским горизонтом о-ва Сахалин (средний плиоцен–эоплейстоцен).

Аллювиальные отложения (aN_2 – Q_E , aN_2 – E) установлены лишь в междуречье Омня–Ники на площади около 9 км². Они сохранились в виде реликтовых останцов в прадолине левого составляющего р. Утюлюк (приток р. Ники) по обоим бортам долины современного ручья на высоте 10–50 м над его урезом и представлены галечниками с валунами, песками, редко глинами. Здесь в разрезе отложений, вскрытом шурфами на мощность около 6 м, наблюдались валунно-галечные отложения с глинисто-песчаным, участками песчаным заполнителем серо-желтого цвета, перекрытые галечниками (0,4–0,9 м) с примесью валунов, глины и песка. В средней части разреза отмечаются непротяженные прослои (мощностью около 0,6 м) глинистого песка с гальками и редкими валунами. Валунно-галечный материал хорошей и средней окатанности составляет 70–80% объема отложений. Представлен он в основном интрузивными и ороговикованными породами из района горы Облачный Голец, реже неизмененными песчаниками и алевролитами [479].

В спорово-пыльцевых комплексах из аналогичных отложений, погребенных неоплейстоценовым аллювием в долине р. Омня, по заключению

В. П. Шаровой, присутствует пыльца *Tsuga* и *Ilex*, дающая основание считать время формирования осадков плиоцен–эоплейстоценовым, которому не противоречит и геоморфологическое положение рассмотренных отложений [479].

КВАРТЕР

Рыхлые четвертичные отложения распространены повсеместно и представлены образованиями водного, ледникового и гравитационного рядов, элювием и техногенными образованиями.

Плейстоцен. Неоплейстоцен. Нижнее звено. Аллювиальные отложения (aQ₁, aI) слагают аккумулятивный чехол четвертой цокольной террасы высотой 90–125 м в долинах рек Юдома, Мая, Учур, Горби и в верховьях р. Маймакан*. Они представлены в основном ожелезненными супесями, суглинками и глинами с единичными выветрелыми гальками, реже крупнозернистыми песками, галечниками и валунниками. Состав в долинах разных водотоков различен. Так, в разрезе высокой террасы на правом берегу р. Горби ниже устья р. Большой Маталакан доминируют валунники с незначительной примесью супесей, песков, суглинков. Предполагаемая мощность их не менее 20 м [321]. На левобережье р. Мая близ устья р. Левый Немуйкан описан разрез, низы которого (0,2 м) сложены галечниками с хорошоокатанными гальками и редкими валунами, цементированными светло-коричневыми суглинками, средняя часть (0,5 м) – супесями с тонкими прослойками коричневой глины и редкими гальками, верхняя (0,3 м) – коричневыми супесями с примесью гравия (Потапов, 1989 г.). В нижнем течении р. Мая, у скал Сыгарья разрез аллювия представлен коричнево-бурыми глинистыми песками (0,15 м) с гравием и щебнем доломитов, на которых залегают коричнево-бурые песчанистые суглинки (0,25 м) (Шпак, 1977 г.). В бассейне р. Учур (долина р. Гивун) в разрезе аллювия мощностью 3 м наблюдаются сероцветные, буроватые или желтые пески с валунниками и галечниками (Шпак, 1976 г.). В низовьях долины р. Юдома в составе нижненеоплейстоценового аллювия мощностью 1,0–1,5 м преобладают галечники с хорошоокатанными гальками размером 5–10 см. Заполнителем являются пески кварцевые крупнозернистые бурые и супеси с линзами погребенных почв [96]. Мощность нижненеоплейстоценового аллювия колеблется от 0,4 до 20 м.

В отложениях надпойменных террас 90–125-метрового уровня в верхнем течении р. Мая в спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца древесных пород (80–99%), среди которой основное место занимает пыльца широколиственных (*Corylus*, *Carpinus*, *Juglans*, *Ulmus*, *Tsuga*, *Pterocarya*). Среди спор господствуют папоротники *Filicales* (до 100%) [409]. По мнению В. В. Скотаренко, формирование отложений 90–125-метровых террас р. Мая происходило в условиях теплого влажного климата, приходящихся предположительно на ранний неоплейстоцен.

*В масштабе геологической карты и схемы четвертичных образований отложения в долинах рек Юдома, Мая, Учур не отображаются.

Среднее звено. Ледниковые отложения (gQ_{II} , gII) полупокровного оледенения, представленные валунниками, галечниками, суглинками, глинами, эрратическими валунами, песчанистыми суглинками с валунами и дресвой, распространены в бассейнах рек Уян, Гекан, Верхняя Конкули и на небольших по площади участках в верховьях рек Маймакан, Батомга, Тунум, Челасин. Они слагают остатки конечных валов, донной и боковой морены с холмистой поверхностью и расположены с превышением 180–200 м над современными днищами долин, а также занимают (в пределах Уянской котловины) низкие перевалы между соседними долинами. В устьях рек Хайкан, Конкули и в притоках р. Уян морена образует высокие 30–60-метровые террасовидные увалы, сложенные валунниками, желто-бурыми и серыми валунными супесями, песчанистыми суглинками с плохоекатанными валунами и дресвой. В составе валунов и гальки преобладают архейские кристаллические породы, отмечаются рифейские песчаники. Местами в составе отложений преобладают глины и суглинки. Так, в междуречье Сайяна–Учур описан следующий их разрез [142]: суглинки темно-бурые и бурые с валунами и обломками гнейсов, гранитов, доломитов, песчаников, долеритов, известняков – 3,0 м; глины темно-серые и ржаво-бурые, тонкопереслаивающиеся – 1,0 м; суглинки и глины ржаво-бурого и темно-серого цвета с валунами, гальками и щебнем гнейсов, гранитов, долеритов, доломитов – 2,5 м. Всего по разрезу 6,5 м.

Предполагаемая максимальная мощность отложений оценивается в 40 м [148, 149].

В верховьях рек Маймакан, Челасин, Батомга, Тунум и в их притоках, а также на плоских водораздельных пространствах на высотах с абс. отм. 900–1200 м отмечаются валообразные (до 50 м высотой) остатки морен, состоящие из валунов и галечников, скрепленных бурыми суглинками, и отдельные эрратические валуны [35, 36, 233, 465].

Формирование рассмотренных ледниковых отложений связывается с самаровским оледенением [27 и др.]. Зуб мамонта, обнаруженный в отложениях 50-метровой террасы, сочленяющихся непосредственно с ледниковыми отложениями на р. Онне (среднее течение р. Учур) вблизи западной границы территории листа, определяет их возраст первой половиной средненеоплейстоценового времени [142].

Гляциофлювиальные отложения (fQ_{II} , fII), представленные песками, супесями, глинами с валунами и гальками мощностью до 60 м, постепенно замещают ледниковые образования в долинах рек. От ледниковых они отличаются несколько лучшей сортированностью материала, в котором преобладают пески и глины. Наиболее значительные площади распространения их наблюдаются в бассейнах рек Челасин и Аимчан. На этих отложениях сформирован мелкобугристый микрорельеф с блюдцеобразными западинами и отдельными валунами на поверхности, которая обычно обводнена и залесена (Ставцев, 1963 г.). Возраст их определяется условно как средненеоплейстоценовый, так как они связаны с остатками ненарушенной средненеоплейстоценовой морены и в них вложены поздне-неоплейстоценовые аллювиальные террасы с криогенными деформациями и спорово-пыльцевыми комплексами холодолюбивой растительности [27].

Аллювиальные отложения (aQ_{II} , aII) – галечники с валунами, пески, гравийники, глины, суглинки слагают осадочный чехол третьей (высотой 30–85 м) цокольной террасы, наиболее распространенной по левобережью р. Алдан, в бассейнах р. Мая, нижних течений рек Юдома, Омня, Большой Аим и верхнего – р. Маймакан. Наиболее типичный разрез этих отложений изучен на левобережье р. Алдан в 5 км выше устья р. Эльге, где на цоколе, сложенном песчаниками нижеюрской укугутской свиты, залегают [109] галечники неравномерно ожелезненные с хорошо и среднеокатанными гальками, представленными кварцем, кремнистыми, реже метаморфическими и интрузивными породами, с редкими валунами, гравийным и грубозернистым песчаным заполнителем, в нижней части слоя с линзами (до 0,6 м) бурых среднезернистых песков – 6,4 м; пески аркозовые мелкозернистые хорошо отсортированные бурые с ржавыми пятнами, в средней части слоя обогащенные углистыми включениями (до 15%) – 7,7 м; суглинки бурые тяжелые комковатые – 5,4 м; гумусированные суглинки с остатками корней – 0,5 м. Общая мощность изученного разреза 20 м.

В притоках р. Алдан (реки Миль, Билир и др.) разрез аллювия третьей надпойменной террасы мощностью 8–10,5 м представлен в основном кварц-полевошпатовыми песками с маломощными (0,3–2 м) прослоями галечников, суглинков и глин [93, 109].

В бассейнах рек Маймакан, Батомга и Учур среднеплейстоценовый аллювий слагает чехол цокольных террас высотой 30–40 м. Видимая часть его мощностью 25–30 м представлена валунно-гравийно-галечным материалом с суглинистым заполнителем и прослоями песков и глин с линзами торфа [465].

В спорово-пыльцевых спектрах нижней части разреза третьей надпойменной террасы долин рек Алдан, Мая, Учур, Маймакан преобладает пыльца хвойных пород (70–90%), встречается пыльца широколиственных и разнотравья [109, 407, 465 и др.]. В галечно-песчаных отложениях нижней части разреза 45-метровой надпойменной террасы р. Мая в 3 км ниже устья р. Нижняя Туда (за восточной границей территории листа) *in situ* обнаружены кости лося широколобого *Alces latifrons* (заклчение З. А. Бангенгейм), определяющие возраст вмещающих отложений началом среднеплейстоценового времени. В верхней части разреза отложений террасы выявлены спорово-пыльцевые комплексы, характерные для мессовского и самаровского горизонтов [409]. Радиологический возраст торфа из отложений третьей надпойменной террасы верхнего течения р. Учур, определенный фторидным методом, 300–325 тыс. лет, что соответствует первой половине среднеплейстоценового времени [407].

Верхнее звено. Отложения этого звена водного и ледникового генезиса широко развиты в районе. По геоморфологическим признакам, частично палинологическим данным они разделены на две части. Нижняя из них предположительно соответствует первой и второй ступеням, верхняя – третьей и четвертой.

Первая–вторая ступени. Аллювиальные отложения (aQ_{III}^{1-2} , $aIII_{1-2}$) слагают чехол второй надпойменной аккумулятивной, реже цокольной

террасы высотой 15–25 м. Они представлены галечниками, песками с гравием, валунниками, гравийниками, супесями, суглинками, глинами и распространены фрагментарно в основном в долинах наиболее крупных рек района – Учур, Маймакан, Батомга, Челасин, Мая, Юдома, Омня, Алдан.

В долинах р. Алдан и ее притоков отложения второй надпойменной цокольной террасы мощностью до 11 м в низах разреза представлены галечными полевошпат-кварцевыми мелкозернистыми песками (до 4 м). Выше следуют галечники разнообломочные с отдельными валунами и песчаным мелкозернистым заполнителем (4 м); пески галечные полевошпат-кварцевые среднезернистые желтые (1,5 м); галечники мелко- и среднеобломочные с песчаным мелко-среднезернистым заполнителем (до 1,5 м) [93].

В долинах рек Мая, Юдома, Маймакан, Батомга, Челасин аллювий второй террасы представлен, как правило, двумя фациями: внизу русловой – галечники и гравийники мощностью 6–17 м, вверху пойменной – мелкозернистые пески, супеси или суглинки с прослоями глин мощностью до 3 м. Здесь, в приустьевой части р. Маймакан, наблюдалась максимальная мощность отложений – 20 м [42, 133, 152]. В среднем течении р. Мая в устье р. Ляки в глинах пойменной фации выявлены остатки пресноводных и наземных гастропод и двустворчатых моллюсков *Lyrantulus acronicus* Ter., *Limnaca* sp. indet., *Valvata* ex gr. *piscinalis* Mull., *Vallonia* cf. *tenuilabris* A. Вг., *Pisidium* sp. [6].

На левобережье среднего течения р. Учур в отложениях террасы практически отсутствует грубая русловая фация аллювия. В 17-метровом разрезе здесь наблюдается частое переслаивание косослоистых разнозернистых песков с тонкими прослоями (0,4–1 м) и линзами гумусированных глин, содержащих хорошо сохранившиеся стволы деревьев [407].

Споры, пыльца и остатки диатомовой флоры в нижней части разрезов отложений террас рек Учур и Мая относятся к холодолюбивым формам [407, 409]. Остатки гастропод и двустворчатых моллюсков, найденные в устье р. Ляки, возможны в отложениях от среднеплейстоценовых до современных. Зуб *Mammuthus primigenius* позднего типа, встреченный в отложениях второй надпойменной террасы в среднем течении р. Ингили, позволяет отнести их к казанцевскому горизонту [6]. Остатки *Elephas primigenius* Blum раннего типа, найденные, по данным С. В. Потапова [112], в отложениях второй надпойменной террасы притоков р. Мая (реки Юыгэкэ и Ыччакыт), также характерны для казанцевского горизонта. Rb-Sr датировку в 200–225 тыс. лет ствола лиственницы, обнаруженного на левобережье р. Учур в устье р. Уян, нельзя признать достоверной из-за несовершенства методики определения возраста, применявшейся в 1960-х годах [407]. Нельзя также исключать, что эти стволы деревьев переотложены.

Вторая ступень. Ледниковые отложения (gQ_{III}^2 , $gIII_2$) наиболее распространены в бассейнах верхних течений и притоков рек Тьркан, Уян, Учур и Улкан, где они представлены основной и боковой моренами. Основная морена занимает центральные части долин рек и сложена супесями, суглинками с большим количеством слабо- и среднеокатанных валунов и щебнем. В составе обломочного материала преобладают граниты, анортозиты, гнейсы, андезиты, базальты. На отдельных участках

наблюдаются невыдержанные горизонты хорошосортированных крупно- и мелкозернистых песков и гравийников, образовавшиеся в результате переработки морены внутриледниковыми потоками [407]. Протяженность этих горизонтов достигает 2–3 км. Мощность их вниз по течению водотоков увеличивается от 1 до 3 м. Мощность основной морены составляет 25–30 м. Боковые морены отличаются от донных полным отсутствием сортировки и неокатанностью обломочного материала. Они представлены суглинками и супесями с большим количеством щебня и неокатанных глыб. В составе обломков преобладают только местные породы, слагающие борта долины непосредственно в месте расположения боковой морены. На пологих склонах речных долин валы боковых морен выделяются в виде террасированных ступеней высотой 50–60 м и фиксируют высотный уровень распространения ледника, который составлял 500–550 м над днищем долин [24, 407].

Спорово-пыльцевые спектры в отложениях основной морены отличаются бедностью состава. В них присутствуют в основном споры холодолюбивой арктической флоры *Selaginella sibirica* и *Lycopodium apressum* [407]. В боковую и основную морену повсеместно врезана аллювиальная терраса высотой 8–12 м, возраст которой определяется как вторая половина позднелепистоценового времени. На основании этих данных возраст ледниковых образований определен как вторая ступень позднелепистоценового времени.

Гляциофлювиальные отложения (fQ_{III}^2 , $fIII_2$) постепенно сменяют ледниковые вниз по течению в долинах рек Уян, Учур, Улкан и их притоков. Как и ледниковые отложения, они представлены в основном суглинками с валунами, песками, валунниками, галечниками и гравийниками, но отличаются отчетливой слоистостью. Наиболее изучены эти отложения в долине р. Уян, где представлены красновато-бурыми и темно-серыми вязкими суглинками с маломощными линзами разнозернистых песков и слабоокатанными валунами гранитов, гнейсов, песчаников, алевролитов. В террасовале на левобережье р. Уян в основании разреза выделяются песчано-галечно-валунный (16 м), а выше – песчано-гравийно-галечный (8 м) слои. Здесь наблюдается наибольшая мощность отложений – 25 м. Гальки и валуны (до 0,3 м) представлены песчаниками и метаморфическими породами. Песок серовато-желтый среднезернистый кварц-полевошпатовый [142].

Возраст гляциофлювиальных отложений принимается по аналогии с ледниковыми, с которыми они генетически связаны, – вторая ступень позднелепистоценового времени.

Третья–четвертая ступени. Аллювиальные отложения (aQ_{III}^{3-4} , $aIII_{3-4}$), слагающие первую надпойменную аккумулятивную террасу высотой 5–10 м, развиты в долинах всех водотоков территории. Они представлены песками, галечниками с валунами, гравийниками, супесями, глинами.

В равнинной части территории состав аллювия террасы отличается от такового в горной части. Разрез отложений первой надпойменной террасы р. Алдан выше устья р. Орто-Бугунакы представлен галечниками (3 м) с редкими валунами, перекрытыми алевритистыми песками (2 м), в нижней

части слоя ожелезненными. Между притоками р. Алдан – реками Билир и Миль – пески замещаются косослоистыми алевритовыми глинами, слагающими протяженные (до 10 км) линзы мощностью до 5 м, обогащенные растительным детритом и мелкими обломками древесины. В 3 км выше устья р. Миль глинистый горизонт мощностью 0,8 м залегает непосредственно на цоколе кембрийских известняков [93]. В разрезе аллювия 6–10-метровой террасы в нижнем течении р. Мая близ устья р. Чабда наблюдаются [42] галечники (в составе гальки песчаники, диориты, кварц, эффузивные породы, редко известняки) с линзами серовато-бурых легких суглинков – 0,8 м; суглинки, в нижней части слоя серовато-бурые легкие песчанистые комковатые с гумусированными темными прослойками и редкими мелкими гальками, в верхней – красновато-бурые – 0,3 м; пески серые мелкозернистые, переслаивающиеся со светло-серыми и бурыми супесями, – 0,25 м; супеси серые легкие с мелкими гальками – 0,75 м. Всего по разрезу – 2,1 м. Мощность отложений первой надпойменной террасы в нижнем течении р. Мая достигает 8 м.

Такое же строение разрез аллювия террас имеет и в среднем течении р. Мая и в долинах рек Онне, Аим, Омня и др. в низкогорной части территории. В долинах р. Юдома и ее притоков верхняя часть разреза первой надпойменной террасы сложена глинами [96].

В долинах крупных рек среднегорной части территории – Улкан, Учур, Маймакан, Магей, Батомга, Тунум, Челасин и др. – основной объем аллювия первой надпойменной террасы представлен галечным, гравийно-галечным материалом хорошей окатанности с примесью песков, в нижних частях разреза – валунов. В верхах разреза наблюдаются суглинисто-песчаные отложения с примесью мелких галек. В малых водотоках, с крутым продольным профилем тальвега, для которых характерна сильная донная эрозия, преобладают валунно-галечные отложения с песчаным, редко суглинистым заполнителем. В верхах разреза иногда наблюдаются мелкозернистые пески с тонкими прослойками и линзами суглинков, глин или мелкого гравия [465]. Мощность отложений первой надпойменной террасы в среднегорной части территории не превышает 6 м [321].

Спорово-пыльцевые спектры отложений первой надпойменной террасы характеризуются пылью хвойно-березового леса, разнотравья и спорами плауновых, папоротников, сфагновых мхов [465]. В верхней части разреза первой надпойменной террасы р. Учур в 10 км ниже устья р. Бырайа были обнаружены кости проблематического происхождения, радиологический возраст которых, определенный фторидным методом, 30–35 тыс. лет, что соответствует второй половине позднелепестового времени [407].

Четвертая ступень. Ледниковые отложения (gQ_{III}^4 , $gIII_4$) – супеси, суглинки с валунами, отломами и щебнем слагают боковые и донные морены, валы конечной морены в долинах, заполняют днища каров на водоразделах и в истоках рек Магей, Тунум, Алдома, Танчи, Улкан (охотский) в осевой части хр. Джугджур и в долинах верхних течений рек Учур, Батомга, Маймакан. Эти ледниковые формы хорошо сохранились и отчетливо выражаются в виде холмистого и бугристо-западинного микро рельефа.

Супеси, представляющие основной объем отложений, обогащены грубообломочным материалом. Содержание глинистой фракции в них не превышает 20%. Обломки размером 0,2–2 м, иногда до 7 м в поперечнике слабоокатанные и неокатанные. Для конечной и боковой морен характерно полное отсутствие слоистости. В конечных моренах среди суглинков иногда отмечаются линзовидные обособления отмытого песчано-дресвяного материала, скопления галечников и крупнозернистых песков [407]. В днищах каров ледниковые отложения представлены песчано-щебнистым материалом с редкими глыбами, реже валунами и примесью суглинков. Видимая максимальная мощность ледниковых отложений достигает 80 м [132, 24].

В долине р. Учур в 2 км выше устья р. Ляльми морены предпоследнего и последнего оледенений разделены песчано-галечным горизонтом. В спорово-пыльцевых спектрах этого горизонта преобладает пыльца ели, ольхи, пихты, из травянистых господствует разнотравье, среди которого много злаков, что указывает на умеренно влажный и теплый климат при формировании отложений горизонта в межледниковье. В долине р. Учур конечный моренный вал последнего оледенения залегает на поверхности первой (верхнеоуплейстоценовой) надпойменной террасы [407]. Таким образом, возраст морены может быть определен как вторая половина позднего неоплейстоцена.

Гляциофлювиальные отложения (fQ_{III}^4 , $fIII_4$) представлены песками, гравийниками, галечниками, валунниками, суглинками. Наиболее значительные поля их отмечаются в верховьях долин рек Магей и Батомга и рек, берущих начало с хр. Джугджур. Они выделяются в виде террас высотой 1,5–2 м и хорошо дешифрируются на АФС [465]. От ледниковых отложений гляциофлювиальные отличаются некоторой сортированностью и дифференциацией гранулометрического состава обломочного материала сверху вниз по течению рек. Вблизи конечно-моренного вала в их составе встречаются глыбы размером до 2 м в поперечнике, а на удалении вниз по течению рек наблюдается постепенное уменьшение процентного состава грубообломочного материала и его размера, преобладают галечники, пески и суглинки. В разрезе нередко встречаются прослои косослоистых песков и суглинков [407]. Максимальная мощность отложений 25–30 м [465].

Гляциофлювиальные отложения генетически связаны с конечными моренами, возраст которых определен как вторая половина позднего неоплейстоценового времени.

Верхнее звено нерасчлененное. Ледниковые отложения нерасчлененные (gQ_{III} , $gIII$) выделены в бассейнах верхних течений Ляльми, Одоры и Няндомы и рек, стекающих с восточного склона хр. Джугджур (притоки рек Лантарь, Таймень и др.). Они представлены галечниками и несортированными валунниками с прослоями гравийных песков и суглинков общей мощностью до 25 м. В них вложен аллювий первой надпойменной террасы. Предполагается, что эти образования сформировались в период обоих позднего неоплейстоценовых оледенений [36, 35].

Гляциофлювиальные отложения нерасчлененные (fQ_{III} , $fIII$) выделены в районе оз. Мар-Кюэль, где представлены плохоокатанными слабосортированными валунниками и галечниками с песчаным

и суглинистым заполнителем мощностью 15–20 м. Они слагают остатки перемытых донных и боковых морен, очевидно, обоих позднеплейстоценовых оледенений [83].

Аллювиальные отложения нерасчлененные (aQ_{III} , $aIII$). К ним отнесен аллювий первой и второй аккумулятивных надпойменных террас в верхних течениях рек Магей, Батомга, Челасин, Одора и их притоков, где раздельно в масштабе геологической карты они не выражаются. В составе отложений распространены пески, галечники, валунники, гравийники, супеси, суглинки и глины, суммарная мощность которых не превышает 20 м. Характер строения разрезов аллювия подобен таковому в вышеописанных соответствующих террасах среднегорной части территории.

Плейстоцен–голоцен. Верхнее звено неоплейстоцена–голоцен. К нерасчлененным образованиям неоплейстоцена–голоцена отнесены склоновые (пролювиальные и делювиальные; коллювиальные; делювиальные и коллювиальные; делювиальные и солифлюкционные; элювиальные, делювиальные и солифлюкционные; элювиальные и делювиальные; элювиальные) и морские отложения.

Пролувиальные и делювиальные отложения (p, dQ_{III-N} , $p, dIII-N$) слагают шлейфы в основании большинства пологих склонов. Они наиболее развиты в верхнем течении р. Мая и в нижних течениях ее притоков – рек Тотта, Большой Комуи, Нет, Челасин, где и показаны на геологической карте. Отложения мощностью от 3 до 20 м представлены суглинками с неокатанными и плохокатанными глыбами, щебнем, редко с гальками и гравием. Иногда в средних частях шлейфов отмечается параллельная склону слоистость. Шлейфы налегают на средне- и позднеплейстоценовый аллювий надпойменных террас и прорезаются современными руслами водотоков.

Коллювиальные отложения ($cIII-N$) – глыбники, щебень, дресвяники развиты на крутых склонах (более 25°) и у подножий горных хребтов в основном в северо-восточной и юго-восточной, меньше в юго-западной частях территории со среднегорным рельефом. Они образуют несортированные обломочные массы в нижних частях склонов, осыпи, осыпные шлейфы, курумы и оползни. В районах распространения осадочных толщ обломочный материал в их составе в основном мелкоглыбовый, щебнистый или дресвянистый, в районах развития кристаллических пород архея и магматических образований – глыбово-щебнистый, часто крупноглыбовый, особенно на анортозитах хр. Джугджур. В составе обломков, как правило, распространены породы, залегающие выше по склону. В верхних частях склонов в местах отрыва осыпей часто обнажаются коренные породы. В основании склонов мощность коллювия достигает 30 м.

Делювиальные и коллювиальные отложения ($d, cIII-N$), сформировавшиеся за счет гравитационного смещения и плоскостного смыва продуктов физического и химического выветривания, представлены глыбниками, щебнем, дресвяниками, дресвяными песками, супесями и суглинками. Они сплошным чехлом покрывают горные склоны средней крутизны ($15-25^\circ$) в основном в пределах низкогорного рельефа в

центральной и юго-западной частях территории листа. На устойчивых к физическому выветриванию магматических и метаморфических породах отложения формируются в виде полужакрепленных глыбово-щебнистых суглинистым заполнителем осыпей, на осадочных породах – в виде оползневых щебнисто-дресвяных образований с супесчаным заполнителем. В их разрезах часто наблюдается слоистость и ориентированность обломков, параллельная склону. Мощность этих отложений возрастает от 0,5 м в приводораздельных частях склонов до 25 м у их подножий.

Делювиальные и солифлюкционные отложения (d,sIII–Н) развиты на локальных площадях низкогорного рельефа с пологими (5–15°) склонами в основном в центральной части района. В их составе распространены суглинки, супеси, дресвяники, щебень, редко мелкие глыбники. На склонах крутизной до 10° резко преобладают суглинки с примесью дресвы и щебня. Здесь часто наблюдаются невысокие ступени напльвного мелкоземного материала, образовавшиеся под воздействием оттаивания сезонной мерзлоты. На более крутых склонах развиты щебнисто-дресвяные с небольшими глыбами отложения в супесчаном и суглинистом субстрате. Отложения характеризуются неясной прерывистой слоистостью, параллельной склону. Вещественный состав обломочного материала соответствует коренным породам верхней части склона и подстилающим породам. Мощность отложений возрастает от 0,5 в верхних до 20 м в нижних частях склонов.

Элювиальные образования (eIII–Н) – глыбники, дресвяники, пески дресвянистые с примесью глины развиты на субгоризонтальных поверхностях водоразделов в северной части района в бассейнах рек Алдан и Мая в ее нижнем течении. Они сохраняют структуры дезинтегрированных коренных пород и часто представляют собой кору выветривания. Верхняя часть элювия, как правило, мелкоземистая. Размер обломочного материала и его количество увеличиваются с глубиной. Мощность элювиальных образований не превышает 3 м.

Элювиальные образования и делювиальные отложения (e,dIII–Н) наблюдаются на широких выположенных водоразделах и приводораздельных участках склонов низкогорного рельефа в бассейне нижнего течения р. Мая. Они представлены глыбниками, щебнем, дресвяниками, суглинками, супесями, частично подвергнутыми незначительному смещению. Границы их с залегающими ниже по склону делювиальными и коллювиальными или делювиальными и солифлюкционными отложениями в значительной степени условны. Мощность отложений колеблется от 0,5 до 5 м.

Элювиальные образования, делювиальные и солифлюкционные отложения (e,d,sIII–Н) – суглинки, супеси с дресвой и щебнем мощностью до 10 м распространены преимущественно на равнинных участках рельефа с плоскими широкими пологонаклонными водораздельными пространствами в бассейнах рек Алдан и Мая на севере территории и в нижнем течении р. Учур – на западе. Элювий приводораздельных поверхностей частично смещен вниз по склону и постепенно переходит в делювиальные шлейфы. Последние осложнены пологими

наплывными солифлюкционными террасами, слабо выраженными в рельефе. Обломочные отложения преобладают в нижней части разреза.

Склоновые отложения и элювиальные образования сформировались в основном в послеледниковое время – в позднем неоплейстоцене–голоцене. Не исключено, что часть из них могла образоваться и ранее (в среднем неоплейстоцене), но по имеющимся материалам выделить такие образования невозможно.

Морские отложения (mIII–H), представленные галечниками, микритами, песками, алевритами, глинами и илами мощностью более 3 м, развиты в прибрежной части Охотского моря в юго-восточной части района. Они слагают пляжи, узкую полосу мелководного шельфа, днища лагун, дельты впадающих в море рек и низкие морские террасы, прослеживающиеся практически вдоль всего побережья. Их возраст определяется присутствием в них верхнеоплейстоценовых дельтовых образований и радиоуглеродным анализом захороненных в них остатков древесины (3060 ± 200 лет) [28].

Голоцен. Аллювиальные отложения (aQ_n , aH) – галечники, валунники, гравийники, пески, супеси, суглинки, глины слагают низкую и высокую поймы и русла рек.

Высокие поймы рек Алдан и Мая в их равнинной части сложены преимущественно супесями с прослоями и линзами галечников и суглинков, в верхней части разреза обычно торфянистых. Видимая мощность отложений высокой поймы достигает 10 м. Разрез отложений низкой поймы р. Алдан представлен тонким переслаиванием темно-бурых илистых алевритов с серыми мелкозернистыми песками и гумусированными алевритами. В отложениях низкой поймы р. Мая в песках отмечается примесь гравийного материала. Мощность отложений колеблется в пределах 2–8 м. В русловой фации здесь распространены гравийники и галечники с песчаным заполнителем [93, 42].

Нижняя часть отложений высокой поймы рек, протекающих в низкогорной части района, представлена преимущественно галечниками и гравийниками с крупнозернистым песчаным заполнителем и примесью валунов, верхняя – разнотельными песками и супесями с гальками и гравием. На расширенных участках высокой поймы часто отмечаются протяженные (до сотен метров) маломощные (до 0,6 м) прослои и линзы суглинков, глин, торфа и мелкозернистых песков. В отложениях низкой поймы и в русловой фации здесь распространены преимущественно несортированные гравийные галечники с валунами и суглинисто-песчаным заполнителем, прирусловые валы и отмели представлены песчаными и гравийно-песчаными отложениями, встречаются галечниковые косы. Мощность аллювия достигает 7 м, а в грабеновых долинах – 40 м и более [111, 68 и др.].

На реках, протекающих в среднегорной части территории, высокая и низкая поймы и русловые образования представлены преимущественно несортированными или слабосортированными галечно-валунными отложениями с песчано-гравийным, супесчаным или глинистым заполнителем. Обломочный материал в них имеет различную окатанность – от хорошей до полуокатанной. В верховьях рек высокая пойма присутствует только в

долинах, выработанных ледниками, обломочный материал аллювия почти неокатанный. Мощность современного аллювия в среднегорной части района не превышает 4–6 м.

В спорово-пыльцевых спектрах отложений высокой и низкой пойм присутствует пыльца современных хвойных, берез и ольхи. Пыльца умеренно-теплолюбивых форм отсутствует, травянистая растительность небогатая [465, 407, 409].

С голоценовым и верхнеоплейстоценовым аллювием связаны россыпи золота и платины.

Техногенные образования сформировались в результате отработки коренных и россыпных месторождений золота и платины. Они наиболее распространены в долинах водотоков междуречья Большой Аим–Учур, правобережья р. Юдома в ее верхнем течении, в долинах рек Кондер, Уоргалан и др. (см. эколого-геологическую схему). При отработке россыпей в долинах водотоков создается холмистый микрорельеф, образованный валунно-галечно-песчаным материалом перемытых террас и поймы, протяженными валами отмытого песка и плотинами для отвода водотоков из перемешанного галечно-валунно-щебнистого материала с песчано-глинистым заполнителем. В бассейнах-отстойниках накоплен глинисто-илистый осадок. В результате отработки коренных месторождений вокруг них сформированы платообразные отвалы вскрышной породы, состоящие из отломов, глыб, щебня, дресвы, перемешанных с песком, суглинком и гумусным слоем с растительными остатками. Хвостохранилища заполнены промытым песком, а отстойники – алевритистыми осадками. Мощность техногенных отложений достигает 15 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

На территории листа распространены интрузивные образования всех известных петрографических групп – от ультраосновных до кислых и щелочных, сформировавшиеся в архее, протерозое, позднем девоне и мелу.

РАННИЙ АРХЕЙ

Раннеархейские интрузии известны на Алдано-Становом щите и Батомгском выступе кристаллического фундамента Сибирской платформы. Они принадлежат к шести интрузивным комплексам: древнеджугджурскому габбро-анортозитовому, древнеалданскому чарнокит-эндербитовому, утукачанскому метагаббровому, джагдаканскому и токсско-алгаминскому гранодиорит-диоритовым, хоюндиинскому гранит-плагиогранитовому.

Древнеджугджурский комплекс габбро-анортозитовый. Анортозиты, габброанортозиты, лейкогаббро, габбронориты, нориты, пироксениты (ηAR_1^{dd}) слагают один из крупнейших в мире Джугджурский габбро-анортозитовый массив, вытянутый в северо-восточном направлении на 320 км при ширине 25–60 км. В верховьях рек Маймакан и Нагим он перекрыт покровами верхнемеловых вулканистов, разделившими выходы его на две части – Лантарскую и Геранскую (рис. 2). Первая из них почти целиком находится на территории листа, вторая занимает небольшую площадь (около 170 км²) в бассейнах левых притоков р. Учур в ее верхнем течении. Вмещающими образованиями массива являются гнейсы и кристаллосланцы джанинской серии Джанинского и Джугджурского блоков Становой системы Алдано-Станового щита.

Лантарская часть массива на юго-востоке ограничена региональным Джугджурским разломом, на северо-западе перекрыта вулканистами и прорвана интрузиями гранитоидов Предджугджурского мелового вулканоплутонического ареала. По данным предшественников [301, 448, 449], на северо-восточном окончании массива его контакты с гнейсами джанинской серии падают на северо-запад под углами 40–60°, что подтверждается наблюдениями и на соседней с юга территории [41]. Таким образом, массив в Лантарской его части представляет собой плитообразное тело, падающее на северо-запад под углами в среднем 50° [28 и др.].

Особенностью Лантарской части массива является общее зональное и «шлировое» внутреннее строение. Центральная зона сложена в основном мономинеральными лабрадоритами, юго-восточная характеризуется

значительным развитием андезитов, среди которых в виде небольших изометричных и линзовидных тел встречаются лабрадориты, основные пегматиты, оливиновые пироксениты, габбропироксениты и лейкогаббро, содержащие скопления ильменита и титаномагнетита, северо-западная представлена преимущественно пироксеновыми лабрадоритами, реже андезитами и многочисленными телами габброидов, среди которых встречаются титаномагнетит- и ильменитсодержащие оливиновые габбро и габбропироксениты, сравнительно широко развиты анортозиты с трахитоидной текстурой, присутствуют ксенолиты кристаллических сланцев и гнейсов.

Шлировое строение массива обусловлено ленточными, полосчатыми, эллипсоидальными, изометричными уплощенными обособлениями норитов, габбро, габброанортозитов, габброноритов, пироксенитов и всех переходных разностей мощностью от первых сантиметров до 50 м и протяженностью до сотен метров. Уплощенность и ориентировка шлиров согласны контактам массива и наклонены под углами от 30 до 80°. Для шлиров характерен постепенный переход от пироксенсодержащих анортозитов к пегматоидным анортозитам, габбро и пироксенитам. Центральные их части обычно сложены пироксенитами. В лежащем боку шлиров и полос часто наблюдается постепенное уменьшение зернистости и увеличение меланократовости [301, 449, 465].

Для Геранской части Джугджурского массива характерна расслоенность. На сопредельной с юга территории (лист N-53) в лежащем боку массива распространены лейкогаббро, габброанортозиты и габбронориты, «переслаивающиеся» с пластовыми и линзовидными апатит-ильменит-титаномагнетитовыми и апатит-ильменитовыми рудными залежами [41]. Расслоенность конформна контактам массива с вмещающими кристаллическими сланцами и имеет углы падения 30–60° по направлению к северу [118]. В пределах листа O-53 Геранская часть массива на всем протяжении контактирует с прорывающими его гранофировыми (рапакивиподобными) гранитоидами Южноучурского массива улканского комплекса, в которых часты ксенолиты анортозитов различного размера и конфигурации с образованием гибридных пород. Анортозиты вблизи контактов подверглись интенсивному щелочному метасоматозу [230].

Основной объем комплекса составляют анортозиты – практически мономинеральные породы, сложенные идиоморфными кристаллами плагиоклаза длиной до 2 см (12–15 см в гигантозернистых разностях), андезина № 31–47 в андезитах и лабрадора № 52–63 в лабрадоритах, в которых нередко отмечаются иризирующие разности. Цветные минералы встречаются редко, распределены неравномерно и представлены моноклинным пироксеном, реже гиперстеном. С увеличением количества пироксенов (от 2 до 45%) анортозиты постепенно через пироксеновые анортозиты переходят в габбро-анортозиты, а с появлением оливина – в лейкогаббро, с преобладанием ортопироксена – в нориты и, при примерно равном количестве орто- и клинопироксенов, – в габбро-нориты. Акцессорные минералы представлены апатитом, пирротинном, магнетитом, титаномагнетитом и ильменитом (до 2%). Пирротин и ильменит иногда образуют значительные скопления.

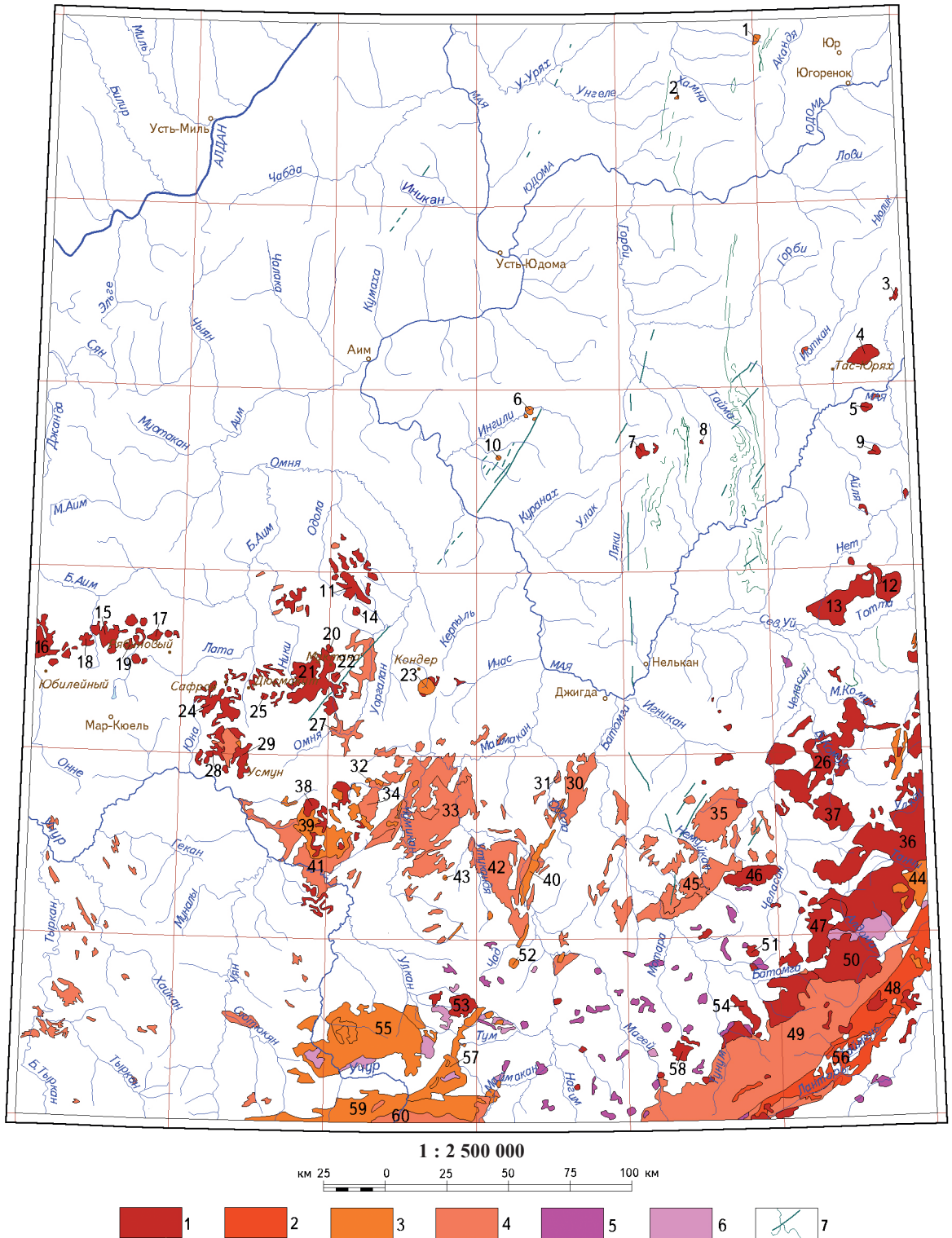


Рис. 2. Схема расположения интрузивных образований.

1–4 – плутонические интрузии: 1 – меловые, 2 – девонские, 3 – протерозойские, 4 – архейские; 5–6 – суб-вулканические интрузии: 5 – меловые, 6 – протерозойские; 7 – дайки и силлы.

Массивы, штоки и другие интрузивные тела, имеющие собственные названия, и их порядковый номер: 1 – Горноозерский, 2 – Хамнинский, 3 – Верхнемурамнянский, 4 – Мурамнянский, 5 – Бераньинский, 6 – Ингилийский, 7 – Урахаинский, 8 – Оннё, 9 – Верхнеиниқанчанский, 10 – Лексеновский, 11 – Одолинский, 12 – Омтагинский, 13 – Меньгунский, 14 – Утиканский, 15 – Буорсалинский, 16 – Оннёинский, 17 – Буорский, 18 – Бокурский, 19 – Юртовый, 20 – Муктанский, 21 – Данский, 22 – Облачный, 23 – Кондёр, 24 – Юньский, 25 – Недоступный, 26 – Джагдинский, 27 – Верхнеомнинский, 28 – Легоюньский, 29 – Усумунский, 30 – Отинский, 31 – Одолинский, 32 – Тыгыматский, 33 – Джагдаканский, 34 – Ичангский, 35 – Аимчанский, 36 – Прибрежный, 37 – Топкинский, 38 – Томптоканский, 39 – Угоянский, 40 – Чалбучинский, 41 – Хоюндиинский, 42 – Утуканджинский, 43 – Сыбахский, 44 – Танчинский, 45 – Гонаканский, 46 – Аркайский, 47 – Биранджинский, 48 – Алдомский, 49 – Джугджурский (Лантарская часть), 50 – Одоринский, 51 – Овланджинский, 52 – Чадский, 53 – Секталинский, 54 – Ньюбинский, 55 – Улканский, 56 – Лантарский, 57 – Гекунданский, 58 – Арыдчанский, 59 – Южно-Учурский, 60 – Джугджурский (Геранская часть).

Пироксениты имеют сравнительно незначительное распространение и по внешнему облику представляют собой темную средне- и крупнозернистую массивную породу, как правило, сильно ожелезненную с поверхности за счет повышенного содержания сульфидов. Они состоят из моноклинного (часто преобладающего) и ромбического пироксенов, небольшого количества ильменита, титаномагнетита и включений апатита. В Геранской части массива апатит, ильменит и титаномагнетит иногда образуют скопления и пластовые залежи [118], а в Лантарской с пироксенитами связаны линзовидные залежи мономинеральных пирротиновых руд [449].

Все породы комплекса по химическому составу относятся к нормальному ряду основных пород, насыщенных кремнекислотой [465, 86]. По особенностям минерального и химического составов лантарские анортозиты нередко относят к лабрадоритовому типу, а геранские – к андезитовому [353, 105], что, возможно, предопределяет различия в рудоносности. Средневзвешенные химические составы обеих частей массива близки к составам высокоглиноземистых базальтов и андезибазальтов [118].

Генезис автономных анортозитов древнеджугджурского комплекса до сих пор являлся предметом дискуссий. Часть исследователей считает их метаморфическими или метасоматическими образованиями, но большинство придерживается точки зрения о магматическом происхождении анортозитов [86 и др.]. В пользу магматического происхождения анортозитов свидетельствуют широкое развитие в приконтактных зонах массива мелкозернистых разновидностей пород, обогащенных темноцветными минералами, и ксенолитов вмещающих пород, трахитоидные структуры анортозитов, признаки гравитационной дифференциации минералов в полосчатых разновидностях и, наконец, установленные признаки высокотемпературного контактового метаморфизма гнейсов джанинской серии в южной экзоконтактной зоне массива на правом берегу р. Богидэ (лист N-53) [18, 41].

С древнеджугджурскими анортозитами в районе связаны перспективные проявления апатит-ильменит-титаномагнетитовых, апатит-ильменитовых руд и медно-никелевая с платиноидами минерализация. Определенный интерес как поделочный и декоративный материал представляют иризирующие разновидности анортозитов. В перспективе анортозиты могут являться сырьем для получения глинозема и другой, попутной, продукции.

Анортозиты Джугджурского массива имеют интрузивные контакты с метаморфитами джанинской серии раннего архея и сами прорваны субщелочными лейкогранитами раннепротерозойского улканского комплекса. На прилегающей с юга территории они инъецированы марагайскими гранитоидами, наиболее древние датировки которых 3037 ± 62 млн лет [46, 65]. Многочисленное радиологическое датирование самих анортозитов Алдано-Станового щита и содержащихся в них цирконов и апатитов различными методами показало разброс значений от 3300 до 1700 млн лет, причем большая их часть отвечает интервалу 1740–1700 млн лет [256, 28, 65]. Учитывая интенсивное влияние производных кислой магмы при более поздних внедрениях многочисленных интрузий, происходивших в период от раннего протерозоя до позднего мезозоя, большинство полученных датировок, вероятно, отражает не время формирования анортозитовых

массивов, а время процессов их метаморфических и метасоматических преобразований. По наиболее древним датировкам в совокупности с геологическими данными возраст древнеджугджурского комплекса может быть определен как раннеархейский.

Древнеалданский комплекс чарнокит-эндербитовый. Эндербиты, чарнокиты, граниты, плагиограниты гнейсовидные (**enAR₁da**) распространены в Тырканском блоке среди раннеархейских гранулитовых пород тырканской серии. Как самостоятельное геологическое подразделение комплекс был выделен Е. П. Миронюком [27]. Объединяемые в него гранитоиды слагают складчатые межпластовые тела мощностью до 100 м и протяженностью по простиранию до 2–3 км, окруженные зонами мигматитов. На участках, где граниты составляют 70–80% разреза, они условно объединены в многоэтажные интрузивы (мигматит-плутоны).

Тела имеют крайне неоднородное строение, переполнены ксенолитами, скиалитами и линзами кристаллических сланцев с нечеткими контурами. Центральные части наиболее мощных тел сложены чарнокитами и преимущественно эндербитами, сменяющими друг друга по вертикали и латерали без каких-либо закономерностей. Все разновидности гранитов связаны трудноуловимыми переходами, но часть из них, в частности плагиограниты, слагает и самостоятельные тела [210, 148, 149, 320].

Чарнокиты и эндербиты представляют собой мелко-, средне- и крупнозернистые, редко пегматоидные породы белого, светло-серого и желтовато-серого цветов. Они обладают гнейсовидной текстурой, особенно выраженной в краевых частях тел. Структура гранобластовая, гранулитовая, гранитовая, редко в мелкозернистых разностях аплитовая. Чарнокиты состоят (%) из гиперстена (5–10), авгита и диопсид-авгита (3–4), роговой обманки (2), плагиоклаза (40), микроклина (20), кварца (25–30). Эндербиты отличаются от чарнокитов существенным преобладанием плагиоклаза (до 75%) над калишпатом (0–10%) и меньшим количеством пироксенов в составе темноцветных минералов. Фактически по составу они соответствуют пироксеносодержащим или безпироксеновым плагиогранитам, основность плагиоклаза в которых возрастает до № 20–25. Граниты отличаются розовато-серым или розовым цветом и состоят (%) из кварца (20–50), микроклина (25–35), плагиоклаза (20–40), биотита (0–3), часто граната, иногда роговой обманки и пироксена. Аксессуары во всех разновидностях пород представлены цирконом, циртолитом, апатитом, ильменитом и гранатом, иногда пиритом, монацитом, рутилом, редко ортитом. С этими гранитоидами связаны проявления и пункты минерализации редкоземельных элементов и урана [148, 149, 210].

Разными исследователями отмечалось, что минеральный состав гранитоидов прямо зависит от минерального состава вмещающей среды, поэтому для них характерно непостоянство химизма, зависящего от исходного состава преобразованных пород. Лейкосома чарнокит-мигматитов представлена разновидностями пород как нормального, так и субщелочного ряда. Они пересыщены кремнеземом и глиноземом и значительно варьируют в соотношении щелочей при преобладании окиси натрия. Эндербиты принадлежат к

высокоглиноземистым породам натриевой серии с высоким (свыше 2–3 %) содержанием окиси магния, что является их характерной чертой и выражается в появлении граната пироп-альмандинового ряда [320].

Предполагается, что образование чарнокитов и эндербитов связано с ранним этапом раннеархейской складчатости и гранулитовой фазой регионального метаморфизма. Возраст чарнокитов, определенный Pb-Pb изохронным методом, 3900–3800 млн лет [320].

Утукачанский комплекс метагаббровый. Метагаббро, габбро-амфиболиты ($v'AR^2ut$), метапироксениты (v') распространены в Батомгском выступе метаморфит. Они слагают в основном небольшие линзовидные и пластовые субсогласные тела мощностью в несколько десятков метров и протяженностью до первых сотен метров, иногда более крупные плитообразные мощностью до 1000 м, протяженностью до 11 км, реже изометричные в плане массивы (Одолинский) площадью не более 8 км². Комплекс был выделен Э. Л. Магнушевским и др. [91], объединившими в него трещинное тело и мелкие дайки на водоразделе рек Утукачан и Утукандя.

Наиболее крупные тела сложены метагаббро и метапироксенитами, связанными друг с другом постепенными переходами в зонах мощностью в первые метры, где габбро насыщены многочисленными шширами метапироксенитов [484, 90]. Метапироксениты, как правило, слагают центральные части тел. Большинство более мелких тел представлены одной разновидностью пород. Их контакты со вмещающими гнейсами и кристаллосланцами нечеткие из-за мигматизации, связанной со становлением гранитов хоюндинокского комплекса.

Метагаббро, габброамфиболиты и метапироксениты представляют собой темно-зеленые, серовато-зеленые мелко-, средне- и крупнозернистые мезо- и меланократовые породы со слабовыраженной гнейсовидной текстурой и внешне практически не различаются. На фоне вмещающих метаморфических образований они выделяются массивностью и отсутствием отчетливой сланцеватости. Особенностью метапироксенитов являются реликтовые панидиоморфнозернистая и гипидиоморфнозернистая структуры. У метагаббро структуры в основном грано- и лепидобластовые с реликтовой габбровой, пойкилофитовой и офитовой. У габброамфиболитов структура гранонематобластовая с реликтами панидиоморфнозернистой. Метапироксениты состоят (%) из уралитизированного клинопироксена (93–96) и соссюритизированного плагиоклаза (3), вторичных кварца (1–5), биотита (до 10) и магнетита (до 1), редко сульфидов. Клинопироксен почти всегда встречается в виде реликтовых включений в уралите и лишь изредка – хорошоограниченных кристаллов. В метагаббро вторичный амфибол составляет до 60 % объема породы, плагиоклаз – 30–40 %, псевдоморфозы по пироксенам и амфиболу кварца, биотита, плагиоклаза, карбоната достигают в сумме 30 %, часто встречается вторичный калишпат (до 5–7 %). Все плагиоклазы практически нацело замещены агрегатом серицита и соссюрита; они отчетливо идиоморфнее роговой обманки. Магнетит (до 1 %) ассоциирует с роговой обманкой. Габброамфиболиты на 80–90 % сложены буро-зеленой роговой обманкой и соссюритизированным плагиоклазом.

Акцессорные минералы однообразны для всей группы пород и представлены гранатом, ильменитом, магнетитом, цирконом, апатитом.

Вблизи контактов с раннеархейскими гранитоидными интрузиями метагаббро и габброамфиболиты иногда гранитизированы, эпидотизированы, роговая обманка замещается актинолитом, появляется калишпат, и породы приближаются к габбродиоритам [90, 479]. По химическому составу метагаббро и метапироксениты отвечают средним составам габбро и пироксенитов. Затронутые гранитизацией породы отличаются повышенной щелочностью и кислотностью (БД). С телами метагаббро связаны литохимические ореолы рассеяния кобальта и никеля на водоразделе Утукачан–Утукандя [484].

Раннеархейский возраст утукачанского комплекса определяется тем, что его интрузии прорывают метаморфиты батомгской серии и сами подвержены гранитизации, связанной со становлением интрузий раннеархейского хоюндинского комплекса.

Джагдаканский комплекс гранодиорит-диоритовый. Кварцевые диориты, диориты ($q\delta AR^2 dz$), гранодиориты гнейсовидные и массивные ($\gamma\delta$), широко распространенные на Батомгском выступе кристаллического фундамента Алдано-Станового щита, были выделены в составе самостоятельного комплекса Е. П. Миронюком [27]. Они образуют массивы площадью до нескольких сотен квадратных километров, а также небольшие линейновытянутые, часто сближенные субпластовые тела, согласные со слоистостью вмещающих пород. В составе интрузий преобладают кварцевые диориты и диориты. Гранодиориты в них встречаются как фациальные разновидности, но иногда образуют и самостоятельные тела [143, 464]. Петротипическим является Джагдаканский массив сложной в плане формы площадью около 350 км². В его составе преобладают кварцевые диориты. В эндоконтактной зоне шириной до 3 км породы имеют гнейсовидную текстуру и содержат многочисленные шлиры диоритов, кварцсодержащих диоритов и габбродиоритов. В центральной части массива кварцевые диориты в основном массивные и по составу иногда приближающиеся к гранодиоритам [464]. Шлировые обособления более меланократовых пород, свойственных эндоконтактной зоне, здесь практически отсутствуют. Во многих местах породы интродированы более поздними гранитоидами хоюндинского комплекса, вместе с которыми подверглись динамометаморфизму и последующему метасоматозу, вследствие чего диагностика пород затруднена. Вмещающими для интрузивных тел комплекса являются гнейсы и кристаллические сланцы батомгской серии раннего архея. Контакты тел со вмещающими породами преимущественно расплывчатые, постепенные. Практически повсеместно они загущены зонами мигматитов шириной от первых сотен метров до нескольких километров [90, 484]. Лишь иногда, преимущественно в западной и северной частях ареала их распространения, где мигматизация проявлена не столь интенсивно, наблюдались и отчетливые резкие контакты [90, 464]. В связи с вышеизложенным, границы интрузивных тел определены весьма условно. Внутри массивов отмечается большое количество полосовидных ксенолитов различной ширины и протяженности вмещающих пород –

плагиогнейсов, метаморфизованных и амфиболизированных габбро, габбродиоритов и пироксенитов утукачанского комплекса [479, 143, 320]. Полосы и тела ксенолитов обычно субпараллельны друг другу и имеют ориентировку, согласную с простиранием вмещающих гнейсовых толщ и контактов массивов. По петрофизическим свойствам интрузивные породы близки к вмещающим их метаморфитам, но по материалам АГСМ диориты и кварцевые диориты отличаются от вмещающих гнейсов несколько повышенным радиоактивным фоном [484]. В гравиметрическом поле крупные массивы кварцевых диоритов выделяются обширными минимумами силы тяжести.

В приконтактных частях тел породы комплекса имеют гнейсовидный, а в центральных – массивный облик. Им свойственна темно-серая до светло-серой окраска, неравномернозернистая до порфирированной структура с blastozернистой, реже гипидиоморфнозернистой структурой основной массы. Нередко наблюдаются blastокатакlastические и blastоцементные структуры и полосчатые текстуры, выраженные в чередовании мезократовых и лейкократовых магматических слоев с постепенными взаимопереходами. Кварцевые диориты состоят (%) из плагиоклаза № 30–34 (60–75), амфибола (7–15), биотита (5–10), кварца (5–15), спорадически присутствуют моноклинный и ромбический пироксены и микроклин (до 5–7). В диоритах содержится менее 5% кварца, а количество темноцветных увеличивается до 45% при уменьшении плагиоклазов до 45–55%. При повышенном содержании кварца (20%) и низком темноцветных (10–15%) породы переходят в гранодиориты. В них отмечаются позднемагматический эпидот (иногда до 8%) и калишпат, замещающие тонкозернистый агрегат с катакlastической структурой. Кварц крайне неравномерно распространен в породах в виде линз, полос, изометричных скоплений и в разгнейсованных разностях практически весь является метасоматическим [484]. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, гематит, пирит, апатит, сфен, редко циркон, рутил, циртолит, иногда перовскит, турмалин, молибденит.

Неравномерное распределение породообразующих минералов отражается и в химическом составе пород (БД). Кварцевые диориты и диориты относятся к нормальному ряду пород калиево-натриевого типа щелочности, но некоторые разновидности кварцевых диоритов и гранодиориты обладают несколько повышенной общей щелочностью за счет наложенной фельдшпатизации. Для всех разновидностей пород характерно повышенное по отношению к кларковым содержание скандия, цинка, молибдена [484, 464].

Джагдаканский комплекс считается аналогом нижеописанного раннеархейского токско-алгаминского комплекса Становой системы блоков [143, 464]. Судя по морфологии интрузивных тел и их контактов, часто наблюдаемому массивному облику пород, сохранившимся магматогенным структурам, джагдаканские гранитоиды внедрялись как самостоятельные магматические образования. Гнейсовидные текстуры пород по периферии интрузивов и морфология их контактов, субсогласных с вмещающими толщами, указывают на то, что они были вовлечены в метаморфизм совместно с вмещающими гнейсами. Полученная в процессе составления комплекта ГК-1000/3 листа О-53 U-Pb радиологическая датировка (2057 ± 13 млн лет)

цирконов из джагдаканских кварцевых диоритов, слагающих интрузив в долине р. Учур, соответствует раннему протерозою и, возможно, отражает время одного из этапов метаморфических преобразований.

Токско-алгаминский комплекс гранодиорит-диоритовый. Кварцевые диориты, диориты, гранодиориты гнейсовидные ($q\delta AR_1^2 ta$) слагают два интрузива в Кирано-Лавлинском блоке Становой системы. Оба массива вытянуты в северо-восточном направлении вдоль ограничивающих блок Джугджурского и Прибрежного разломов. Вмещающие их нижнеархейские гнейсы кирано-лавлинской серии сохранились в виде узких субсогласных с удлинением интрузивов останцов кровли, не выражающихся в масштабе геологической карты. Сами они прорваны интрузиями габбро и гранитов позднедевонского(?) лантарского комплекса. Между всеми разновидностями пород в интрузивах наблюдаются постепенные переходы.

Кварцевые диориты представляют собой серые гнейсовидные, реже массивные породы. Структура их гипидиоморфнозернистая, часто с элементами лепидогранобластовой, или гнейсовая. Они сложены (%) плагиоклазом (60–70), кварцем (14–20), роговой обманкой (2–10), биотитом (2–5). Акцессорные минералы: магнетит, апатит, сфен, циркон, ортит. Диориты отличаются от них небольшим (до 2%) содержанием кварца и присутствием в составе темноцветных минералов пироксена (до 15%), гранодиориты – присутствием калишпата.

На территории листа по прямым геологическим данным устанавливается только допозднедевонский возраст интрузий кварцевых диоритов. По данным Б. Л. Годзевича, А. Ф. Васькина, И. В. Козыревой [41], изучавших сопредельные территории, кварцевые диориты представляют собой дометаморфические интрузивные образования, впоследствии вовлеченные в складчатость и метаморфизм совместно с вмещающими породами в условиях амфиболитовой фации. На современных геологических картах тела токско-алгаминского комплекса принято датировать ранним археем, учитывая, что они интродуцированы плагиогранитами древнестанового комплекса, предположительно также раннеархейского.

Хоюндинский комплекс гранит-плагиогранитовый. Плагиограниты, граниты, лейкограниты, тоналиты гнейсовидные и массивные ($pyAR_1^2 h$) образуют складчатые тела, широко распространенные среди метаморфических пород Батомгского выступа и кварцевых диоритов джагдаканского комплекса.

Наиболее представительны Хоюндинский, Верхнеомнинский, Отинский, Аимчанский массивы (рис. 2). Они вытянуты сообразно гнейсовидности вмещающих пород и имеют нечеткие границы, затушеванные мигматизацией. В составе массивов преобладают плагиограниты и граниты. Тоналиты и переходные разности к лейкогранитам, иногда до граносиенитов, играют подчиненную роль и связаны с гранитами фациальными переходами. По внешнему облику все породы комплекса трудно отличить друг от друга, поэтому составить представление о закономерностях их размещения внутри тел не удастся [90]. Гранитоиды обычно насыщены

микроклинизированными ксенолитами вмещающих пород, шлирами пегматитов и прорваны многочисленными пегматитовыми жилами. Практически во всех телах гранитоидов и в их переходных к вмещающим образованиям зонах отмечаются теневые структуры последних, реститы и скиалиты.

Минеральный состав пород однообразен. Все разновидности связаны между собой почти неуловимыми переходами и определяются только в шлифах. Внешне гранитоиды комплекса розовые, розово-серые, реже кирпично-красные и светло-серые средне- и мелкозернистые, часто порфирировидные с гнейсовидной и полосчатой текстурой. В порфирировых разновидностях присутствуют крупные (1–2 см) порфирокласты розовато-серого калишпата. Структура плагиогранитов гранитовая, местами катакластическая, порфиробластовая, лепидогранобластовая. Состав плагиогранитов (%): плагиоклаз (№ 25–35) – 50–65, калишпат – 1–3, кварц – 25–45, биотит – 5–7, мусковит – 1–5, редко роговая обманка – 1–5, акцессорные минералы – магнетит, апатит, циркон, гранат, сфен, монацит, ксенотим, ортит. Граниты и лейкограниты от плагиогранитов отличаются меньшим количеством (30–50%) и более кислым составом плагиоклаза (№ 10–25), более высоким содержанием калишпата (16–30%). В тоналитах при том же минеральном составе количество калишпата составляет 2–5%. Встречаются разновидности с высоким содержанием микроклина (45–65%) и низким – кварца (менее 5%), приближающиеся к граносиенитам и сиенитам.

Химический состав гранитоидов отвечает среднему составу докембрийских гранитоидов, по Р. Дэли. Плагиограниты и тоналиты отличаются низким содержанием калия (0,67–1,87%) и повышенным – кальция (2,18–4,59%) по сравнению с нормальными плагиогранитами и тоналитами и характеризуются натриевым типом щелочности. В гранитах соотношение калия и натрия переменное. Для всех разновидностей гранитоидов характерны низкие содержания титана, железа и магния по сравнению со стандартными гранитоидами нормального ряда. По физическим свойствам гранитоиды несколько отличаются от вмещающих метаморфитов дефицитом плотности, который составляет 0,08 г/см³. По данным АГСМ, участки распространения гранитоидов отличаются более высокими суммарными содержаниями радиоактивных элементов, чем вмещающие их метаморфиты [484].

Формирование пород хоюндинского комплекса связывается с процессами раннеархейского ультраметагенного анатексиса и метасоматоза, на что указывают взаимопереходы между ними и вмещающими метаморфическими породами через зоны мигматитов. Радиологические датировки плагиогранитов, полученные разными методами: Rb-Sr по валовым пробам – 2209 ± 99, 2130 ± 146, 1722 ± 382 млн лет [464], K-Ar по биотиту – 2210 млн лет [143], U-Pb по цирконам – 2056 ± 10 млн лет (получена для плагиогранитов Хоюндинского массива в долине р. Учур при составлении комплекта ГГК-1000/3 листа О-53), вероятно, отражают возраст наложенной микроклинизации.

ПОЗДНИЙ АРХЕЙ

Позднеархейские интрузии распространены в основном на Алдано-Становом щите, где относятся к идиомо-тырканскому габбровому, нюкелинскому гранитовому и идиомскому лейкогранитовому комплексам, и незначительно – на Батомгском выступе, где представлены только одним комплексом – тыгыматским лейкогранитовым.

Идиомо-тырканский комплекс габбровый. Габбро, габброамфиболиты, пироксениты, перидотиты метаморфизованные (vAR_{2it}) слагают четыре небольших по площади интрузива и множество вмещающих пластовых тел в метаморфитах Тырканского и Луриканского блоков раннедокембрийского кристаллического фундамента. Комплекс предложено выделить в материалах к Четвертому ДВ РПС, и в него включались только породы габброидной группы [91]. В материалах Пятого ДВ РПС (2001 г.) за ним было закреплено название «идиомо-тырканский».

Метаморфизованные габбро и габброамфиболиты образуют согласные тела мощностью до первых сотен метров в метаморфических породах раннеархейской тырканской, позднеархейских хайканской и нючинской серий. Самое крупное тело (около 15 км²) закартировано на водоразделе рек Дыгамкан и Ньюкэлик. Габброиды комплекса выделяются на фоне вмещающих гнейсов и кристаллических сланцев своим меланократовым обликом, отсутствием отчетливой сланцеватости и наличием элементов первичной расслоенности, параллельной слоистости вмещающих пород. В пластовых телах наблюдаются угловатые ксенолиты вмещающих пород с четкими границами [148].

Габбро и габброамфиболиты, как правило, – среднезернистые породы с переходами в мелко- и крупнозернистые разновидности. Они состоят из андезин-лабрадора № 50–55 или андезина № 35 в толстотаблитчатых либо изометричных кристаллах и роговой обманки примерно в равных количествах. В габброамфиболитах преобладает роговая обманка (до 70%), иногда присутствует биотит (до 5%); постоянно отмечаются магнетит и титаномагнетит (до 1–2%), заполняющие межзерновые пространства, пирит и в незначительных количествах апатит, редко сфен. Структуры габбровые в габбро и нематогранобластовые с реликтами габбровой в габброамфиболитах. По химическому составу породы близки к кварцевому габбро, по Р. Дэли. От последних их отличает большее содержание цветных компонентов, в составе которых магний преобладает над железом, и несколько пониженное содержание кремнезема и щелочей. В микроэлементном составе отмечаются повышенные в 2–3 раза над кларковыми содержания скандия, галлия и хрома [148].

Перидотиты и пироксениты отмечаются в конкордантных линзовидно-удлиненных либо пластообразных телах мощностью от десятков до первых сотен метров и протяженностью до полутора километров. Они часто подвержены амфиболитизации, преобразующей их в меланократовые амфиболиты. Это крепкие тяжелые массивные и сланцеватые породы почти черного, иногда с зеленоватым оттенком цвета, часто с буро-ржавым налетом на выветрелой поверхности. Встречаются разновидности, отклоняющие магнитную

стрелку. Структура варьирует от мелкозернистой до крупнозернистой и порфиroidной.

Перидотиты состоят из изометричных зерен оливина, близкого к форстериту (35–70%), часто замещающегося тремолитом или петельчатым агрегатом серпентина с магнетитом, ромбических пироксенов (до 40%), чаще энстатита, в единичных случаях бронзита, и иногда моноклинных – типа клиноэнстатита. В переменных количествах (до 70%) содержится тремолит (прорастающий оливин и пироксен), образующий обособленные агрегаты. Почти повсеместно присутствует (иногда до 15%) зеленая или зеленовато-бурая шпинель в изометричных зернах, ассоциирующая с магнетитом. Структура панидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая [148, 149].

Пироксениты, очевидно образующие с перидотитами единый ряд, представлены оливиновыми и плагиоклазсодержащими разностями и бронзитами. Наиболее распространенные оливиновые пироксениты отличаются от перидотитов главным образом меньшим количеством оливина (10–15%) и обилием вторичного амфибола. В бронзититах наряду с бронзитом присутствуют в виде изометричных и неправильной формы зерен тремолит, зеленая шпинель (до 1%), пирит и флюорит. Некоторые полевошпатсодержащие пироксениты на левобережье р. Хайкан состоят из крупных (до 2 см) кристаллов гиперстена, розового граната (25%), плагиоклаза № 70 и ассоциирующей с ним шпинели (7%), бледноокрашенного биотита (1%), амфибола типа актинолита (10%) и аксессуарных апатита и пирита [148].

Пироксениты и перидотиты, судя по конкордантной форме сложенных ими тел, – образования доскладчатые или синхронные с позднеархейской складчатостью, сформировавшей тектоническую структуру вмещающих кристаллических толщ. Базиты и ультрабазиты некоторых тел инъецированы гранитами идюмского комплекса [151], что позволяет считать их наиболее древними магматитами в Южно-Алданской системе блоков Алдано-Станового щита. Проявлений полезных ископаемых, парагенетически связанных с рассматриваемым комплексом, в районе не установлено.

Нюкелинский комплекс гранитовый. В нюкелинском комплексе ранее были объединены все чарнокитоиды юго-восточной части Сибирской платформы. Позднее они были разделены на несколько самостоятельных комплексов, при этом название комплекса сохранено только для гиперстеновых гранитоидов позднего архея [300].

Граниты, гранодиориты, плагиограниты, лейкограниты (γAR_2nk) слагают относительно небольшие многоэтажные конкордантные интрузивные тела среди кристаллосланцев и гнейсов хайканской и луриканской серий в пределах Тырканского и Луриканского блоков Алдано-Станового щита. Границы их с вмещающими породами нечеткие за счет широких зон теневых мигматитов [151, 149, 148]. Относительно четкие контакты наблюдаются между гранитами и меланократовыми кристаллосланцами и амфиболитами. Мощность отдельных тел, обычно переполненных скиалитами, не превышает первых сотен метров. Те из них, которые выделены на геологической карте, представляют собой участки резкого преобладания гранитов над гнейсами и кристаллосланцами [151].

Состав и структура субстрата сильно сказываются на облике гранитов, их структуре и составе цветных компонентов [151, 149, 148]. Граниты тел, залегающих среди биотит-амфиболовых и биотит-пироксеновых гнейсов и кристаллосланцев, отличаются розовым цветом, мелко- и среднезернистыми структурами, наличием биотита, амфибола и пироксена в составе темноцветных минералов, а граниты, распространенные среди биотитовых, биотит-гранатовых, диопсидовых, графитсодержащих гнейсов – белым и светло-серым цветом, более крупнозернистой, иногда пегматоидной структурой и наличием значительного количества (до 3–10%) граната и графита, включенных в темноцветные минералы. Кристаллы граната в гранитах всегда более крупные, чем во вмещающих гнейсах, и достигают иногда 10 мм в поперечнике [151].

Все разновидности гранитоидов по составу главных породообразующих компонентов аналогичны друг другу и отличаются только их количественными вариациями. Они имеют плавные переходы от одной разновидности к другой без какой-либо закономерности и состоят из плагиоклаза (от 15 в лейкогранитах до 70% в плагиогранитах), калиевого полевого шпата (20–50, иногда в лейкогранитах до 80%, в плагиогранитах не более 3–7%), кварца (20–60%), биотита (до 1% в лейкогранитах и до 10% в биотитовых гранитах). В зависимости от вмещающих пород среди темноцветных появляются роговая обманка, гранат, гиперстен. Акцессорные – монацит, ортит, апатит, циркон и магнетит. Встречаются ильменит, гематит, рутил, пирит, флюорит. Структуры гранитов чаще гранобластовые, редко приближающиеся к гипидиоморфнозернистым, местами монцитонитовые, иногда аллотриоморфнозернистые и катакластические; текстуры, как правило, гнейсовидные (Шпак, 1976 г.). Гранодиориты встречаются в основном в полях мигматитов и отличаются от гранитов порфиробластовой структурой с мелкозернистой основной массой, почти не отличающейся от биотитового гнейса, в которой резко выделяются крупные (до 10 мм) округлые порфиробласты плагиоклаза № 30–35 и калиевого полевого шпата (Шенкман, 1982 г.). Характерной особенностью гранитоидов является присутствие в них ксеноморфного кварца голубовато-серой или сиреневой окраски, обусловленной повышенным содержанием алюминия и трехвалентного железа [320].

Полезных ископаемых, связанных с гранитоидами комплекса, в районе не известно.

Представление о синхронности образования гранитов с позднеархейской складчатостью и метаморфизмом базируется на данных об их согласном залегании с напластованием вмещающих гнейсов, постепенных переходах между ними и зависимости минерального состава гранитов от состава вмещающих пород. Единичные радиологические датировки по цирконам (2200, 2049 млн лет) [148], вероятно, отражают время проявления раннепротерозойской тектоно-магматической активизации. По многим признакам ньюкелинские гранитоиды обнаруживают большое сходство с древнеалданскими. Не исключено, что те и другие принадлежат к единому комплексу.

Идиумский комплекс лейкогранитовый развит в пределах Тьркканского и Луриканского блоков в бассейнах рек Тьрккан и Уян. Впервые он был вы-

делен при ГСР-200 Г. Ф. Гиммельфарбом на сопредельной с запада территории, где представлен одноименным массивом (900 км²), являющимся петротипическим. Некоторыми исследователями в его составе выделялись две фазы [320].

Лейкограниты, субщелочные граниты, граниты, плагиограниты ($1\gamma AR_2^i$) слагают мелкие складчатые пластовые субсогласные тела и несколько массивов среди позднеархейских метаморфитов хайканской, нючинской и луриканской серий. Наиболее крупные массивы (до 30 км²) прослеживаются в узкой полосе северо-западного простирания в междуречье Тьркан–Хайкан, мелкими пластовыми и линзовидными телами бессистемно насыщены все архейские толщи. Контакты массивов в основном нечеткие, и гранитоиды постепенно переходят в окружающие их мигматиты, хотя иногда ореолы мигматитов отсутствуют [151]. Ширина зон мигматизации достигает нескольких десятков метров, по мере удаления от массивов интенсивность мигматизации быстро снижается. В единичных мелких массивах на правобережном водоразделе р. Учур наблюдались отчетливо секущие резкие контакты с белыми гиперстеновыми гранитами нюкелинского комплекса. Изредка граниты идюмского комплекса образуют во вмещающих породах секущие и согласные жилы мощностью до 0,5 м [151].

От других архейских гранитоидов идюмские отличаются однородностью состава, структур и текстур; в сложенных ими телах отсутствует перемежаемость гранитного материала с субстратом. Гранитоиды комплекса представляют собой среднезернистые, редко мелко- и крупнозернистые, иногда порфировидные лейкократовые породы с массивной, реже гнейсовидной текстурой характерного коричнево-красного и розового цвета. Нередко наблюдается не свойственная другим архейским гранитоидам параллелепипедальная отдельность [148]. Структура пород протокатакластическая, редко приближающаяся к гипидиоморфнозернистой, иногда катакластическая. Главные пороодообразующие минералы – тонкопертитовый микроклин (40–70%), кварц, образующий раздробленный агрегат мелких зерен (25–30%), плагиоклаз № 20–25 (3–35%), в небольших количествах присутствуют роговая обманка и биотит. В плагиогранитах содержание плагиоклаза достигает 70%. Широко представлены существенно микроклиновые граниты (аляскиты) с резко подчиненным количеством плагиоклаза или его полным отсутствием. Аксессуарные минералы представлены магнетитом, апатитом, цирконом и ортитом, часто достигающим весовых содержаний (20–3000 г/т). По химическому составу гранитоиды в массе своей пересыщены кремнеземом и щелочами и принадлежат к семейству умереннощелочных лейкогранитов преимущественно калиевого типа щелочности.

Повсеместное развитие протокатакластических структур указывает на синхронность тектонической и интрузивной активизации, когда граниты внедрялись на заключительном этапе архейских деформаций. Полученные К-Аг (по валовому калию) датировки ненадежны и составляют 1388, 1698, 1720 млн лет [151]. Они не соответствуют позднему архею, но свидетельствуют об относительно более молодом возрасте комплекса по сравнению с другими архейскими гранитоидами.

Тыгыматский комплекс лейкогранитовый. Лейкограниты биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные ($1\gamma AR_2?t$) слагают многочисленные мелкие (до 15 км²) и дайкоподобные интрузивные тела в пределах Батомгского выступа фундамента Сибирской платформы, где они прорывают все более ранние образования, включая плагиограниты хоюндинского комплекса. По отношению к метаморфитам батомгской серии эти тела, как правило, дискордантны. Петротипическим является Тыгыматский массив, расположенный в бассейне р. Тыгыматы (рис. 2). Контуры массивов извилистые и овалыные, обычно вытянутые согласно простиранию вмещающих пород.

В составе комплекса преобладают лейкограниты мусковитовые и двуслюдяные, резко отличающиеся по своему внешнему облику от более ранних магматических образований. Фациальные разности представлены биотитовыми лейкогранитами и аляскитами. Контакты лейкогранитов с вмещающими породами четкие. В экзоконтактовых зонах обычно проявлена микроклинизация, в эндоконтактовых присутствует большое количество ксенолитов вмещающих пород. Вблизи ксенолитов граниты обогащены роговой обманкой, образующей линзовидные скопления и полосы [143].

Лейкограниты комплекса представляют собой белые и светло-серые, иногда серебристо-белые мелко-, средне- или крупнозернистые породы обычно массивной, реже плоско-параллельной текстуры гипидиоморфнозернистой, иногда аллотриоморфнозернистой и катакластической структуры. Очень характерен протоклаз. Наиболее катаклазированные разности имеют бластогранитовую, участками гранобластовую структуру. Минеральный состав (%): плагиоклаз № 15–25 (30–35), микроклин-пертит (25–35), кварц (35–40), мусковит (3–5), биотит (до 1). Акцессорные минералы: гранат (до 3%), апатит, циркон, монацит, рудный. Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом, пелитом и частично мусковитом, замещающим биотит [464]. С полями развития мусковитовых лейкогранитов генетически связаны пегматитовые жилы и дайки, содержащие многочисленные, иногда крупные (до 6 см в поперечнике и 4 см толщиной) монокристаллы мусковита. Мощность жил мусковитовых пегматитов колеблется от 1–2 до 10–30 м, протяженность – до 1–2 км. Кроме мусковита, с ними связаны проявления редких земель и барита [27, 464].

Позднеархейский возраст лейкогранитов комплекса принят условно на основании того, что они прорывают кварцевые диориты джагдаканского и граниты хоюндинского комплексов, а сами прорваны магматитами раннепротерозойских гекунданского и улканского комплексов.

РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Раннепротерозойские интрузии отнесены к габбро-дунитовому кондерскому, лейкогаббро-габбровому гекунданскому и щелочно-гранитоидным улканскому и левобилиякчанскому комплексам.

Кондерский комплекс габбро-дунитовый. Дуниты, перидотиты, клинопироксениты, оливиниты, косьвиты, габбро, горнблендиты ($\sigma PR_1?k$) слагают концентрически-зональные

интрузивы в пределах Батомгского, Кондерского и Чадского выступов кристаллического фундамента Сибирской платформы. Наиболее крупными являются Кондерский, Чадский и Сыбахский массивы, расположенные в бассейнах одноименных водотоков (рис. 2). В гравитационном и магнитном полях массивы выделяются четкими изометричными положительными аномалиями. К кондерскому комплексу отнесены также несколько малых (менее 3 км²) тел изометричной формы в приустьевой части р. Магей и на левобережье р. Маймакан, сложенных преимущественно дунитами и перидотитами.

Петротипическим, уникальным по своему строению, морфологии, минералогии и выраженности в рельефе является *Кондерский массив*, представляющий собой вертикальный шток-диапир, имеющий в плане форму правильного круга диаметром 5,7 км и тектонические контакты по кольцевым разломам. Вмещающими образованиями для него являются раннеархейские гнейсы батомгской серии, слоистость, сланцеватость и гнейсовидная полосчатость в которых имеют центриклинальное падение под углами 50–70°. Налгающие на гнейсы среднерифейские терригенные породы керпильской серии «вздернуты» вокруг массива, образуя кольцевой горный хребет с относительными превышениями 300–600 м. Слои среднерифейских пород, в отличие от нижележащих архейских, имеют периклиналиное залегание под углами 30–60° во внутренней и осевой частях хребта, выполаживающееся до 5–15° у его подножия с внешней стороны и далее переходящее в субгоризонтальное [246, 43].

Дуниты, слагающие ядро массива диаметром около 5 км, в периферической его части мелко-среднезернистые, ближе к центру массива они сменяются порфиридовидными и «пегматоидными» разновидностями с вкрапленниками оливина до 7 см в длину, образующими плотные скопления, а на глубине переходят в крупно- и гигантозернистые породы. По составу они довольно однородны и состоят (%) из оливина (90–99), хромшпинелидов (1–5), титаномагнетита (0–5), единичных зерен пирита, пирротина, ковеллина и платиноидов. Хромшпинелиды и титаномагнетит образуют рассеянную вкрапленность и линзовидные шпильки размером до 30 см. Обычно в периферийных частях дунитового ядра отмечаются тела с расплывчатыми контактами изометричной и удлиненной формы протяженностью до 10,5 м при ширине до 0,8 м, почти нацело сложенные хромшпинелидами. С ними связано большинство проявлений платиноидов.

Дуниты окружены кольцевой оболочкой шириной до 750 м, состоящей из кольцевых и дугообразных незамкнутых тел, сложенных последовательно сменяющимися друг друга к периферии штока оливинитами, перидотитами, затем пироксенитами. Южная внешняя часть массива окаймляется полосой (до 0,5 км) меланократовых габброидов. Оливиниты и перидотиты характеризуются директивными текстурами, ориентированными параллельно контурам дунитового ядра. Контакты их с дунитами постепенные.

Пироксениты представлены многими разновидностями. Главной из них являются клинопироксениты. Оливиновые клинопироксениты, вебстериты, титаномагнетитовые клинопироксениты (косъвиты) и плагиоклазовые пироксениты образуют незначительные по площади изогнутолинзовидные

обособления среди клинопироксенитов. По внешнему облику все они, кроме оливиновых клинопироксенитов и косьвитов, не отличаются друг от друга. Макроскопически это – массивные светло-зеленые, серовато- или темно-зеленые до черных породы средне- и крупнозернистой, иногда пегматоидной структуры. Местами наблюдаются полосчатые текстуры, обусловленные чередованием полос мощностью в первые сантиметры плагиоклазовых и мономинеральных клинопироксенитов. Структура пород гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, призматически-зернистая с элементами сидеронитовой, субофитовой или габбродиабазовой. Пироксениты сложены главным образом моноклинным (нередко до 95–97%) и ромбическим (до 25% в вебстеритах) пироксенами, оливином (до 30% в оливиновых вебстеритах), титаномагнетитом (до 25–30% в косьвитах). Иногда наблюдаются бесцветная магнезиальная роговая обманка, биотит, лабрадор-битовнит, ильменит, апатит. Вторичные изменения для пироксенитов не характерны. Эпизодически присутствуют хризотил, антигорит, бастит, амфибол актинолит-тремолитового ряда, тонкораспыленный магнетит.

Косьвиты (титаномагнетитовые клинопироксениты) слагают как дугообразные тела во внешней габброидной оболочке, так и жилы, секущие дуниты, оливиниты, перидотиты и клинопироксениты. Они представляют собой преимущественно крупнокристаллические породы, состоящие (%) из клинопироксена (75–90) и титаномагнетита (25–30), биотита, амфибола, оливина, плагиоклаза и апатита (в сумме до 3–4). Титаномагнетит часто образует шлировые обособления. В центре дунитового ядра скважиной вскрыто крупное тело косьвитов на глубине 288 м. Контакты тел косьвитов с дунитами визуально резкие, но контактовые изменения и в тех, и в других незаметны. Лишь в одном теле косьвитов мощностью более 3 м отмечается зона закалки шириной до 10 см, а в эндоконтактной зоне дунитов мощностью в первые сантиметры проявляется серпентинизация и лимонитизация. Косьвиты постепенно, через плагиоклазсодержащие косьвиты переходят в меланократовые габбро и далее в габбро.

Горнблендиты и меланократовые габбро, габбродиориты и диориты нормального ряда щелочности слагают узкую полукольцевую внешнюю оболочку в южной части массива шириной до 0,5 км. Они сложены (%) клинопироксеном (45–80), титаномагнетитом (2–15), плагиоклазом (10–40) и амфиболом (5–30) в широких вариациях и часто приобретают резко полосчатую «гнейсовидную» текстуру за счет неравномерного распределения мономинеральных фаций. Контакты габбро с вмещающими гнейсами и плагиогранитами фундамента отчетливо секущие интрузивные. На контакте с двупироксеновыми кристаллосланцами в габбро наблюдаются реликты гиперстена. В эндоконтакте с гнейсовидными плагиогранитами в габбро появляется ортоклаз (до 30% объема породы), а плагиоклаз раскисляется до олигоклаза.

Чадский массив по составу и строению близок к Кондерскому. Диаметр окаймляющего его морфологически выраженного горного кольца составляет около 5 км с относительными превышениями около 500 м, а диаметр выхода на поверхность самого массива – 3,5 км. Дунитовое ядро диаметром

2,2–2,5 км окружено оливинит-перидотит-клинопироксенитовым кольцом шириной 100–600 м, окаймленным габбро-диоритовой внешней оболочкой шириной 150–600 м. Нижнерифейские осадочные породы, образующие хребет, в экзоконтакте имеют падение в сторону от массива под углом до 20–60°, а спорадически обнажающиеся в южном экзоконтакте массива мраморы и кальцифиры архейского кристаллического фундамента падают к центру массива под углом 70–75° [15].

В отличие от кондерских, в дунитах Чадского массива обособления шпиров платиноносных хромшпинелидов сконцентрированы на ограниченных участках в центральной части дунитового ядра. Контакты дунитов с клинопироксенитами представляют собой сильно изрезанную с глубокими заливами поверхность, особенно в северной части массива, где распространены «ксенолиты» дунитов в пироксенитах и пироксенитов в дунитах; в северо-западной части интрузива контакт дунитов и клинопироксенитов имеет практически горизонтальное залегание. Возможно, здесь вскрывается апикальная слабоэродированная его часть, где клинопироксениты изначально залегали гипсометрически выше дунитов по всей площади массива. Для дунитов характерны пластические деформации оливинов, подобные кондерским. Контакты между отдельными магматическими телами большей частью резкие и четкие, свойственные интрузивным фазам, но они не сопровождаются какими-либо приконтактовыми изменениями. Наряду с фазовыми границами, отмечаются фациальные переходы с образованием промежуточных разновидностей пород. Постепенные переходы иногда наблюдались между дунитами и клинопироксенитами и чаще между клинопироксенитами и габбро с образованием структур магматического замещения, появлением широкого спектра гибридных пород, гнезд и шпиров титаномагнетита, линзовидно-прожилковых обособлений титаномагнетитовых клинопироксенитов. Полосчатость и трахитоидность габброидов конформны контактовой поверхности интрузива. Вблизи внешнего контакта с вмещающими образованиями габброиды раскисляются и обогащаются щелочами до образования монцодиоритов и монцонитов. Мощность переходных зон составляет 0,5–1,5 м [368].

Наименее изученный из-за слабой естественной обнаженности и незначительной эродированности *Сыбахский массив* расположен в междуречье Маймакан–Чумикан северо-западнее Чадского массива. Вмещающими для него служат гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы и кальцифиры утукачанской свиты батомгской серии раннего архея. Форма массива эллипсоидная (2,1 × 1,7 км) с концентрически-зональным строением. Ядро размером 1,6 × 1,4 км сложено оливиновыми клинопироксенитами, которые постепенно, через оливинсодержащие клинопироксениты, сменяются титаномагнетитовыми клинопироксенитами, клинопироксенитами и далее, через плагиоклазсодержащие клинопироксениты, фациально переходят в габброиды. Дуниты образуют единичное небольшое (120 × 200 м) вытянутое в северо-восточном направлении тело и множество мелких (первые дециметры) ксенолитов неправильной формы среди оливиновых клинопироксенитов вблизи западной части массива [484]. Габброидная оболочка (шириной выхода от 10 м на севере до 600 м на юге массива) представлена

всеми разновидностями габброидов нормального и субщелочного рядов, а в эндоконтакте массива с вмещающими образованиями – монцодиоритами и монцонитами. Между всеми разновидностями пород, слагающих интрузию, контакты только фациальные. Механического воздействия интрузии на окружающие породы не отмечено. Контакты с вмещающими образованиями рвущие, слабоизвилистые. Контактные ореолы узкие (первые метры), в восточной части – десятки метров. Контактные изменения выражены слабо – в сланцах спорадически появляются чешуйки биотита, калишпата и единичные зерна кордиерита.

Все магматические разновидности пород от дунитов ядра до габброидов оболочки массивов кондерского комплекса содержат повышенные концентрации платиноидов [246, 484, 368].

Представления о возрасте кондерского комплекса являются предметом дискуссий. Разными исследователями он оценивается в пределах от раннего протерозоя до раннего мела [43, 246, 104, 69 и др.]. Многочисленные результаты определения радиологического возраста различных пород Кондерского массива всеми доступными радиометрическими методами являются более чем неопределенными и составляют интервал от 50 до 650 млн лет. Существуют сомнения в корректности радиологических определений, так как ультраосновные породы, слагающие ядро массива, содержат недостаточное количество радиоактивных изотопов для определения их абсолютных соотношений, не исключается и захват изотопов из боковых пород при внедрении глубинной ультраосновной магмы, а также влияние на породы внешних оболочек массива более поздних магматических активизаций, связанных с внедрением раннепротерозойских и раннемеловых гранитоидов. Был использован также палеомагнитный метод определения возраста [70], по результатам которого сделано заключение, что дуниты и клинопироксениты Кондерского массива – образования позднерифейские, близкие по возрасту к долеритовым силлам улаханбамского комплекса.

Геологическими наблюдениями в процессе ГСР-25 [246] было установлено, что кондерские клинопироксениты прорываются телами субщелочных лейкогранитов, которые по петрохимическим характеристикам и радиологическому возрасту (1580 млн лет), определенному рубидий-стронциевым методом, близки к гранитоидам позднекарельского улканского комплекса. В обломочном материале терригенных пород среднерифейской керпыльской серии платформенного чехла в обрамлении Кондерского массива обнаружены хромшпинелиды, а в отдельных исследованных пробах и единичные знаки платиноидов. В 10 км восточнее массива в скважине под песчаниками айчанской серии (также среднерифейского возраста) были вскрыты ультрамафиты пироксенит-перидотитового ряда, аналогичные кондерским, и налегающий на них типичный базальный горизонт грубообломочных пород. Непосредственно на контакте в интервале 1,5 м полуокатанные обломки клинопироксенитов и гнейсов кристаллического фундамента сцементированы песчаным материалом, и какие-либо контактные изменения в осадочных породах отсутствуют. На основании этих данных возраст кондерского комплекса принимается раннепротерозойским (удоканским?).

Гекунданский комплекс лейкогаббро-габбровый. Лейкогаббро, лейкогаббродолериты ($lvPR_1^2g$); габбро, габбродолериты, долериты (v) распространены в основном в междуречье Гекундан–Улкан и в бассейнах рек Маймакан и Бырайа. Впервые под названием «гекунданский» комплекс выделен В. Н. Мошкиным и др. [94]. Е. П. Миронюк [27] его называл чалбучинским.

Комплекс представлен двумя крупными массивами – Гекунданским и Чалбучинским, несколькими более мелкими изометричными штоками, линейными трещинными телами и дайками, приуроченными к тектонически ослабленной зоне, протягивающейся в северо-восточном направлении от верховий р. Учур до водораздела нижних течений рек Маймакан и Батомга. К нему отнесены также габброиды в бассейне р. Бырайа, слагающие ксенолиты в гранитоидах Улканского массива.

Петротипический *Гекунданский массив* (260 км²), расположенный в бассейне одноименной реки и в верховьях рек Нимар и Олдонго, имеет в плане вытянутую на 50 км в северо-восточном направлении форму. Вмещающими для него являются вулканы улканского комплекса, частично (на юге) – метаморфиты тырканской серии, с которыми он имеет крутые эруптивные контакты и в эндоконтакте содержит ксенолиты вмещающих пород. В центральных частях массива отмечаются ксенолиты древнеджугджурских анортозитов размером от 1–5 см до 1–3 м. С северо-запада, в основном по разрывам, массив контактирует с вулканитами раннепротерозойской элгэтэйской свиты, которые местами с размывом налегают на него и содержат в базальном горизонте гальки и валуны габбродолеритов гекунданского комплекса. В междуречье Правый Гекундан–Нимар он прорван небольшими телами субщелочных лейкогранитов и кварцевых сиенитов улканского и трахириодацитов элгэтэйского комплексов с образованием в экзоконтактах тел шириной 100–250 м калишпатизированных пород, по химическому составу отвечающих субщелочным диоритам. Восточная часть массива перекрыта покровами позднемелового мотаринского комплекса. С массивом связаны повышенные значения поля силы тяжести, конфигурация которого позволяет предположить его простирание в северо-западном направлении под элгэтэйскими покровами, а разрозненные выходы габброидов в бассейне р. Улкан считать его фрагментами. В центральной, наиболее эродированной, части Гекунданский массив сложен преимущественно крупно- и среднезернистыми лейкогаббро, габбро и средне-мелкозернистыми лейкогаббродолеритами, в краевых частях – порфиroidными лейкогаббродолеритами, габбродолеритами и долеритами с постепенными переходами одних разновидностей пород в другие [230, 45, 24].

Чалбучинский массив, большей своей частью расположенный на правобережье р. Маймакан среди метаморфитов и гранитоидов Батомгского выступа, представляет собой крутопадающее трещинное тело длиной 34 км и шириной от 1 до 4 км, вытянутое в северо-восточном направлении. В его эндоконтактных зонах отмечаются эруптивные брекчии с обломками вмещающих пород размером до 15 см; в центральной части, в отличие от Гекунданского массива, преобладают габбро и габбродолериты. Иногда в его составе отмечаются шпильеры плагиоклазитов, связанных

с габбродолеритами постепенными переходами. К северо-востоку от Чалбучинского массива, на водоразделе Маймакан–Батомга, обнажено такое же по форме, но меньшее по размеру (9×1 км) тело, возможно, принадлежащее к этому же массиву на глубине [143].

К интрузиву в бассейне р. Бырайа, названному В. А. Гурьяновым [45] «Бырайынским», в современном срезе принадлежат несколько сближенных на площади около 60 км^2 крупных ксенолитов габброидов среди вулканических гранитоидов. Повышенными значениями Δg он отчетливо выделяется в гравитационном поле, расчетные характеристики которого позволяют предполагать распространение массива на глубину 8 км. Сложен он преимущественно габбродолеритами, реже лейкогаббродолеритами, в краевых частях иногда переходящими в долериты. Среди габброидов присутствуют крупные останцы (до 3 км^2) и ксенолиты древнеджугджурских анортозитов, габброанортозитов и улкачанских трахибазальтов. Под воздействием гранитоидов вулканического массива габброиды в той или иной степени претерпели контактово-метасоматические изменения. Участками они превращены в породы, по составу отвечающие сиенитам и монцонитам или их кварцевым разностям при сохранении первичных офитовых, пойкилоофитовых, призматическизернистых или толеитовых структур [45].

Малые тела (изометричные и овальные в плане штоки площадью до 8 км^2 , трещинные интрузии протяженностью до 9 км и немногочисленные маломощные дайки протяженностью 100–250 м, редко до 2 км) обычно соседствуют с крупными массивами и сложены габбродолеритами или лейкогаббродолеритами.

Преобладающей разновидностью гекунданских габброидов являются серые или зеленовато-серые лейкогаббро с габбровой структурой и лейкогаббродолериты с габброофитовой структурой. Состоят они (%) из зонального плагиоклаза № 48–64 (65–80) и клинопироксена – авгита и титан-авгита (20–30), часто замещенного актинолитом. Иногда присутствуют ортопироксен, оливин, биотит, гранофировые образования кварца и калишпата и титаномагнетит, образующий, как правило, скелетные формы в ассоциации с апатитом и лейкоксеном. В порфировидных разностях вкрапленники (до 60% объема породы), иногда образующие гломеропорфировые скопления, представлены плагиоклазом, по составу отвечающим андезину.

Габбро и габбродолериты отличаются от лейкократовых разностей темно-серой до черной и темно-зеленой окраской, меньшим количеством (%) плагиоклаза № 50–65 (45–60) за счет большего – клинопироксена (25–40), ортопироксена (до 15), оливина (до 5), титаномагнетита (до 10) и апатита (до 3). Спорадически отмечаются редкие зерна кварца, калишпата и чешуйки биотита. В габбродолеритах габброофитовая структура часто ассоциирует с пойкилоофитовой, а в крупнозернистых разностях центральных частей крупных тел – с призматическизернистой. Долериты, в отличие от габбродолеритов, имеют мелкозернистые офитовые, в эндоконтактных зонах микроофитовые структуры. Для них более характерно порфировидное строение с фенокристаллами основного плагиоклаза (№ 56–68). В эндоконтактах тел отмечаются и афировые долериты с замещенным хлоритом стеклом, иногда миндалекаменные разности с миндалинами хлорита,

палагонита и эпидота. Экзотические шпильеры плагиоклазитов состоят из сильно измененного олигоклаза, лейсты которого погружены в микропегматитовый агрегат, состоящий из бурого калишпата и кварца.

По химическому составу габброиды гекунданского комплекса относятся к калиево-натриевой серии с субщелочным уклоном и являются умеренно- и высокоглиноземистыми породами. Они насыщены кремнеземом и имеют высокое железистость. Некоторые их разновидности по химизму сходны с улкачанскими базальтоидами. По мнению В. А. Гурьянова [45], гекунданские габброиды и улкачанские базальтоиды принадлежат к одной вулканоплутонической ассоциации.

Раннепротерозойский возраст комплекса определяется прорыванием его телами вулканитов улкачанской свиты и налеганием на них покровов элгэтэйской свиты.

Улканский комплекс щелочно-гранитоидный распространен в Верхнеучурской вулканоплутонической зоне, выделяемой в южной части территории листа. Он сформировался в две фазы: **первая фаза** – субщелочные лейкограниты, субщелочные лейкогранитпорфиры, субщелочные граниты, лейкограниты ($\epsilon\gamma\text{PR}_1^2u_1$); кварцевые сиениты, сиениты, граносиениты, монзониты, кварцевые монзониты ($q\zeta$); **вторая фаза** – щелочные граниты, щелочные лейкограниты, щелочные граносиениты ($E\gamma\text{PR}_1^2u_2$).

Комплекс представлен четырьмя наиболее крупными массивами – Улканским, Южно-Учурским, Томптоканским и Танчинским (рис. 2), которые сопровождаются небольшими телами площадью менее 20 км². Для всех массивов характерно наличие большого количества в различной степени измененных и ассимилированных ксенолитов вмещающих пород (габброидов, плагиоклазитов и вулканитов различного состава), широкое распространение гибридных пород, фациальные переходы между породами различного состава, широкое проявление автотометасоматоза и наличие тел пегматитов, с которыми связана редкометалльная и редкоземельная минерализация.

Двухфазное строение имеет только Улканский массив, остальные интрузивы однофазные.

Улканский массив обнажается на площади около 750 км² в южной части Улканского терригенно-вулканогенного прогиба среди пород улкачанского и элгэтэйского вулканических комплексов и раннеархейских метаморфических образований. В плане он имеет форму овала, вытянутого в субширотном направлении, с севера, запада и частично с юга ограничен разломами. Контакты массива с вмещающими породами неровные – пологие (10–30°) в сторону от массива и крутые до вертикальных. Осадочные породы вдоль контактов превращены в роговики, вулканиты в зоне шириной около 30 м фельдшпатизированы и грейзенизированы.

Первая фаза в массиве представлена в основном крупнозернистыми субщелочными лейкогранитами (около 60% площади). Они обнажаются преимущественно в центральной части массива и в глубоких эрозионных врезках долин. Среднезернистые, порфирированные и порфирированные их

разности приурочены к эндоконтактам и слагают мелкие тела в обрамлении, а мелкозернистые – в апикальных частях массива. С крупнозернистыми субщелочными лейкогранитами генетически связаны жилы кварц-микроклиновых пегматитов мощностью от 2 до 5 м и протяженностью до 45 м. Остальной объем первой фазы представлен сиенитами, субщелочными гранитами, кварцевыми сиенитами, граносиенитами, монцонитами, кварцевыми монцонитами.

В процессе изучения пород первой фазы Улканского массива прослежены все стадии метасоматического изменения присутствующих в них ксенолитов гекунданских габброидов от превращения их в монцогаббро, монцониты и сиениты с сохранением исходной габбровой или габбродо-леритовой структуры до полной ассимиляции субщелочными лейкогранитами [210, 233, 45]. Минералого-петрографические особенности и химизм позволяют считать сиениты гибридной фацией субщелочных лейкогранитов. Некоторые исследователи [210, 242 и др.] выделяли сиениты и все гибридные разновидности пород в раннюю фазу, но позже были выявлены зоны постепенного перехода между сиенитами и крупнозернистыми субщелочными лейкогранитами [233]. Ширина зон гибридизированных пород составляет около 60 м, местами достигает 300–500 м. Среди переходных гибридов обычны породы типа амфиболовых и биотитовых гранитов, кварцевых сиенитов, кварцевых монцонитов, монцогаббро, реже монцонитов.

В. А. Гурьяновым [233] в составе массива выделялась самостоятельная фаза мелкозернистых субщелочных лейкогранитов на том основании, что между ними и крупнозернистыми субщелочными лейкогранитами наблюдались резкие контакты, хотя распространены и постепенные переходы. Химически и петрографически, кроме зернистости, эти граниты не отличаются друг от друга. Они ограниченно распространены в центральной и восточной апикальных частях массива и, в большинстве своем, в масштабе геологической карты не выражаются. Сочетание резких и постепенных переходов пород одного и того же состава свидетельствует об относительно быстрой раскристаллизации магмы в апикальных частях массива при продолжавшейся кристаллизации на более глубоких уровнях.

Характерной особенностью гранитоидов первой фазы массива является их повышенная радиоактивность – до 40 мкР/ч с аномалиями до 60–500, реже до 1000 мкР/ч на участках локализации радиоактивных элементов [233].

Вторая фаза Улканского массива представлена щелочными рибекитовыми и эгирин-рибекитовыми гранитами, которыми интродуцированы гранитоиды первой фазы и элгэтэйские вулканы [159, 210, 233 и др]. Наиболее крупное тело щелочных гранитов, обнаженное на площади около 15 км², занимает водораздел верховьев рек Ныгваган, Бугундя и руч. Неожиданный в юго-восточной части массива. Оно представляет собой трещинную интрузию, падающую на север под углом 20–30° [159, 160]. В центральной части тела рибекитовые граниты среднезернистые и крупнозернистые с характерными квадратно-призматическими кристаллами калишпата. В эндоконтактах их сменяют мелкозернистые порфириовидные рибекитовые

и эгирин-рибекитовые граниты. Такая же трещинная интрузия размером 8,5 км² обнажена в верхнем течении р. Улкан в восточном обрамлении Улканского массива среди вулканитов элгэтэйского комплекса. Ряд мелких не выражающихся в масштабе карты тел второй фазы отмечен также в верховьях р. Бириндя и ее притоков.

Со щелочными гранитоидами второй фазы связаны жилы рибекитовых и эгирин-рибекитовых пегматитов и дайки пород щелочной жильной серии – бостонитов, грорудитов, керсантитов, встречающихся преимущественно в восточной части массива.

Южно-Учурский массив, вытянутый в субширотном направлении почти на 120 км (при средней ширине около 10 км), обнажается южнее Улканского. Меньшая его часть находится на прилегающей с юга территории. Он представляет собой трещинное тело, внедрившееся в шовную пограничную зону Южно-Алданской и Становой систем блоков Алдано-Станового щита и прорывающее анортозиты древнеджугджурского комплекса и гранулитовые метаморфиты тырканской серии. Северный контакт массива осложнен близширотным Южно-Учурским разломом.

Массив сложен преимущественно крупно-среднезернистыми субщелочными лейкогранитами и гранитами, сиенитами и граносиенитами первой фазы. Для них характерны кирпично-красный цвет и рапакивиподобные структуры, что и отличает их от гранитоидов первой фазы комплекса других массивов. Некоторые исследователи относили рапакивиподобные гранитоиды Южно-Учурского массива к более ранней фазе по отношению к гранитоидам Улканского массива [24]. В эндоконтакте с анортозитами Джугджурского массива в лейкогранитах увеличивается количество плагиоклаза (до 10%), появляется гиперстен (до 7%), и по составу породы соответствуют гранитам и граносиенитам. В экзоконтактовой зоне среди калишпатизированных и окварцованных анортозитов встречаются мало-мощные (до 2 м) жилы и дайки двупироксеновых граносиенитов и пегматитов. В северо-восточной части массива, насыщенной останцами габброидов гекунданского комплекса, также встречаются участки гибридных пород, по составу отвечающих гранодиоритам и кварцевым монцонитам с реликтами габбровых и офитовых структур. Ширина полосы гибридных пород достигает 2 км [24, 45].

Томптоканский массив, обнаженный на площади около 200 км² в пределах Батомгского выступа в междуречье Хоюнда–Томптокан, имеет рвущие контакты с плагиогранитами хоюндинского и гранодиоритами джагдаканского комплексов, а на севере перекрыт рифейскими терригенными отложениями чехла Сибирской платформы. Массив сложен средне- и крупнозернистыми, часто пегматоидными субщелочными лейкогранитами первой фазы характерного красно-кирпичного цвета, сменяющимися к краевым частям порфиroidными и мелкозернистыми разностями. С субщелочными лейкогранитами массива связаны пегматитовые жилы, центральная часть которых сложена крупнокристаллическим кварцем, часто с включениями циркона и тонкими прожилками сульфидов, флюорита, турмалина, магнетита и гематита [90].

Танчинский массив расположен в краевой восточной части Улканского прогиба и представляет собой крупный (80 км²) останец среди меловых гранодиоритов джугджурского комплекса. Он сложен розовыми крупнозернистыми, мелко- и среднезернистыми порфиroidными рибекитовыми гранитами второй фазы комплекса, местами переходящими в щелочные граносиениты. Такой же состав имеют и более мелкие останцы, расположенные западнее.

Субщелочные лейкограниты, слагающие основной объем улканского комплекса, – розовые, розовато-желтые, вишневые до красных, желтовато-серые, в основном крупно- и среднезернистые, в эндоконтактах тел – мелкозернистые и порфиroidные породы с аллотриоморфно- и гипидиоморфнозернистой структурой. Они состоят (%) из крупных кристаллов микроклин-пертита (50–65), кварца (25–35), альбита (до 10) и чешуек биотита (от долей до 7), по химическому составу соответствующего сидерофиллиту. Акцессорные минералы (не более 1%) представлены монацитом, фергюссонитом, циртолитом, реже цирконом, касситеритом, флюоритом, гематитом, ильменитом, сфеном, ортитом, ксенотимом, колумбитом, торитом, рутилом. Иногда встречаются топаз, молибденит, халькопирит и арсенопирит, имеющие, вероятно, наложенную природу. По химическому и петрографическому составу субщелочные лейкограниты соответствуют аляскитам и при существенном преобладании калия над натрием принадлежат к группе умереннощелочных пересыщенных кремнеземом пород (количество кремнезема более 73%). В субщелочных гранитах количество кремнезема варьирует в пределах 69–71%. Рапакивиподобные разности субщелочных гранитов и субщелочных лейкогранитов, распространенные в Южно-Учурском массиве, отличаются овоидной, гранофиroidной, реже гранулитовой и гранитовой структурами. В их составе преобладает калиевый полевой шпат (60–70%), окрашенный в бурый цвет тонкой пылью окислов железа, с каймой обрастания олигоклазом. Кварц образует характерные для рапакиви тонкие серповидные вроски в краевой части кристаллов калишпата. По химическому составу они отличаются незначительным преобладанием калия над натрием и высокой общей железистостью. Кроме того, для гранитоидов Южно-Учурского массива, в отличие от Улканского, характерны низкие содержания лития, рубидия и значительно более высокие концентрации стронция и бария. По петрохимическим параметрам гранитоиды сходны с рапакиви Салминского плутона на Балтийском щите [95].

На участках ассимиляции останцов и ксенолитов габброидов субщелочные гранитоиды постепенно переходят в пироксен-амфиболовые и пироксеновые кварцевые сиениты и сиениты. Это крупно- и среднезернистые, часто неравномернозернистые и порфиroidные породы серо-зеленого и кремового цвета с гипидиоморфнозернистой до аллотриоморфнозернистой структурами. Они состоят (%) из микроклин-пертита (55–75), олигоклаза-андезина (10–20), кварца (2–10) и цветных минералов – биотита, пироксена и роговой обманки (в сумме 5–15). Акцессории – циркон, магнетит, ильменит, сфен, пироклор, циртолит, флюорит, апатит, ортит, пирит, монацит, торит. Сиениты характеризуются также повышенной радиоактивностью,

достигающей 100 мкР/ч, связанной с высоким содержанием флюорита, циркона и торита.

В эндоконтактных частях массивов и в переходных зонах субщелочных лейкогранитов к сиенитам отмечаются пироксен-биотитовые субщелочные граниты и граносиениты. Они имеют разномасштабные порфировидные структуры, сложены (%) микроклин-пертитом (40–60), кварцем (15–30) и феррогастингситом (2–15); в подчиненном количестве присутствуют плагиоклаз (до 15), авгит, биотит и клинопироксен (до 8). Акцессорные минералы – ильменит, титаномагнетит, рутил, ортит, магнетит, циркон, циртолит, апатит, монацит. Характерно присутствие ксеногенного зонального основного плагиоклаза.

В узких переходных зонах от сиенитов к габброидам образуются породы, близкие по составу к кварцевым монцонитам и монцонитам. Внешне это – темно-серые до черных мелкозернистые породы с ксенокристаллами плагиоклаза и порфировидными выделениями микроклина. Они часто содержат шпильчатые обособления анортозитов. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая монцонитоподобная. Состав невыдержанный, с широкими вариациями (%) породообразующих минералов: микроклин – 44–82, плагиоклаз – 10–50, клинопироксены ряда авгит–диопсид – 18–25.

Щелочные граниты и граносиениты – светло- и темно-серые, розоватые мелко- и среднезернистые, равномернозернистые и порфировидные породы с гипидиоморфнозернистой или призматическоструктурной структурой. Они состоят (%) из микроклин-пертита (25–40), альбита (10–20), кварца (10–40), рибекита и эгирина (5–25). Акцессорные минералы – циркон, циртолит, пироксен, астрофиллит, касситерит, бастнезит, колумбит, ксенотим, молибденит, флюорит и апатит. В меланократовых разностях эгирин присутствует в количестве 7–13%, и цветное число достигает 25. Для пегматоидных фаций щелочных гранитов характерен астрофиллит, который образует сноповидные и длинношпильчатые кристаллы. По химическому составу щелочные граниты отличаются высокими значениями железистости и общей щелочности.

По геохимическим характеристикам гранитоиды первой фазы улканского комплекса специализированы на ниобий-иттрий-циркониевую минерализацию, а щелочные граниты второй фазы – ниобий-иттрий-иттербиевую [233, 45].

Возрастное положение улканского комплекса определяется тем, что субщелочными лейкогранитами прорваны осадочно-вулканогенные образования элгэтэйской свиты и габброиды гекунданского комплекса. В бассейнах рек Томптокан и Хоюнда они перекрываются песчаниками эннинской свиты учурской серии раннего рифея [90], в базальных конгломератах которых содержатся гальки субщелочных гранитов [148]. Для улканского комплекса имеются согласованные цифры изотопного возраста, полученные разными методами по цирконам и монацитам: первая фаза – 1721, 1716, 1715 млн лет (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb методы), вторая фаза – 1690, 167 (U-Pb метод) и 1703 млн лет (Sm-Nd метод) [45]. Приведенные датировки соответствуют позднему карелию.

Левобилиякчанский комплекс щелочно-гранитоидный. Под этим названием впервые выделяется комплекс субщелочных гранитов, граносиенитов, сиенитов ($\epsilon\gamma PR_1^2?lb$), слагающих субпластовые тела среди вулканогенно-осадочных образований нельбачанской серии раннего протерозоя Билиякчанской системы блоков в верхних течениях рек Нерундакан, Тотта, Малый Комуи, Улкан. Ранее эти образования описывались в составе нудымийского комплекса, включающего, кроме рассматриваемых, и гранитоидные интрузивы Верхнемайского поднятия фундамента соседнего с востока Охотского массива. Новейшие изотопно-геохимические данные, полученные для гранитоидов этого поднятия, позволили определить их возраст как позднеордовикский и выделить в самостоятельный комплекс, за которым сохранено наименование «нудымийский» [300].

Левобилиякчанские интрузии вытянуты в субмеридиональном направлении при пологом погружении на запад согласно с падением вмещающих пород. Образование комплекса совместно с вмещающими породами в сопряженных зонах интенсивного динамометаморфизма разнейсованы, катаклазированы и окварцованы. Неизменные разности сохранились лишь на небольших участках [111, 81].

Субщелочные граниты, граносиениты и сиениты связаны между собой постепенными переходами. Это желтовато-серые, серо- и зеленовато-розовые средне- и крупнокристаллические массивные или гнейсовидные породы. Структура их гранобластовая с реликтами гипидиоморфнозернистой. Субщелочные граниты состоят (%) из калиевого полевого шпата (40–50), плагиоклаза – альбита–олигоклаза (до 30), кварца (20), субщелочной роговой обманки и биотита (в сумме до 10). В граносиенитах количество темноцветных минералов увеличивается до 15%. Сиениты отличаются повышенным содержанием калиевого полевого шпата (60–70%) и низким – кварца (до 5%). Аксессуарные минералы – монацит, циркон, циртолит, апатит, сфен, магнетит, титаномagnetит, ортит.

Породы комплекса насыщены прожилками флюорита, кварца, кальцита и гематита, с которыми связана редкоземельная минерализация; в аллювии ручьев, дренирующих тела гранитов и сиенитов, отмечаются знаки касситерита и золота [111].

Раннепротерозойский возраст левобилиякчанского комплекса принят условно на основании петрохимического сходства его пород с породами улканского комплекса. О дорифейском возрасте комплекса свидетельствуют и гальки гранитов, подобных левобилиякчанским, отмеченные в конгломератах нижнерифейской билиякчанской серии [111, 81]. Результаты определения радиологического возраста Rb-Sr методом в валовой пробе гранитов – 835 млн лет, по-видимому, нельзя признать корректными, т. к. анализу были подвергнуты породы со следами наложенных метаморфических преобразований [168].

ПОЗДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Поздний рифей. Позднерифейские интрузии распространены на Сибирской платформе и в Юдомо-Майской СФЗ Верхояно-Колымской

складчатой системы. Они относятся к габбро-долеритовому улаханбамскому, лексеновскому щелочных пикритов и ингилийскому карбонатит-сипенит-уртитовому комплексам.

Улаханбамский комплекс габбро-долеритовый. Силлы и дайки долеритов, габбродолеритов, базальтов ($\beta\text{RF}_3\text{U}$) распространены в Юдомо-Майской СФЗ, где прорывают верхнерифейские отложения лахандинской и уйской серий. Наибольшее количество их сосредоточено в междуречье Мая–Горби.

Силлы представляют собой субпластовые тела, обычно с ровными согласными с напластованием осадочных пород контактами и часто располагаются в несколько (до шести) этажей между литологически различными пачками. Мощность тел колеблется от 3 до 50 м, иногда (на восточном склоне хр. Челат) до 200 м, протяженность – от нескольких десятков метров до 30 км. Иногда наиболее мощные из них на выклинивании расщепляются на несколько языков, рассекающих вмещающие отложения под острыми к слоистости углами.

Дайки немногочисленны. Размещение большинства их контролируется зонами крутопадающих разломов субмеридионального направления, мощность достигает 100 м, протяженность – первых километров [133, 321]. Редкие дайки, закартированные в междуречье Юдома–Бас-Дюкан и в бассейне р. Горби (на карте не показаны), имеют субширотное направление, крутое ($75\text{--}90^\circ$) падение, протяженность 0,5–3 км, мощность 1–15 м [121, 128].

Центральные части тел сложены мелкозернистыми, реже среднезернистыми долеритами и габбродолеритами, в эндоконтактных зонах шириной 0,05–30 м переходящими в микрозернистые порфиоровые разности и в базальты с новообразованиями хлорита, эпидота, карбонатов и пирита. Иногда встречаются ксенолиты (2–3 см) частично переработанных известняков и песчаников. В некоторых наиболее мощных силлах от подошвы к кровле наблюдается некоторая дифференциация по составу, выраженная в увеличении кристалличности долеритов, количества присутствующего в них кварца, дианортитизации плагиоклаза и опацизации биотита [133]. В зоне экзоконтакта шириной 2–5 м отмечаются новообразования пирита, хлорита, цоизита, слюд, андрадита; карбонатные породы мраморизованы; известняки лахандинской серии на отдельных участках преобразованы в скарны, состоящие из мелких зерен пироксена, эпидота, сульфидов, гранобластов кальцита, реже кварца и порфиробластов бурого граната; терригенные породы слабо ороговикованы с образованием биотита по глинистому цементу [89, 321].

Долериты и габбродолериты – темно-серые с зеленоватым оттенком, черные, буроватые при выветривании массивные, иногда порфировидные породы, визуально практически не отличимые друг от друга. В породах часто наблюдается четкая параллелепипедальная отдельность, ориентированная перпендикулярно контактам тел. Долериты характеризуются офитовыми, реже пойкилоофитовыми, габбродолериты – габброофитовыми структурами. Иногда они переходят в базальты с апоинтерсертальной структурой, в которых стекло замещается мелким гидрослюдисто-хлоритовым агрегатом.

Долериты и габбродолериты состоят (%) из плагиоклаза № 44–46 (40–60), авгита и титанистого авгита (30–50), титаномагнетита (5–7). Интерстиции заполнены кварц-калишпатовым микропегматитовым агрегатом (2–5%). В силлах, прорывающих терригенные породы существенно кварцевого состава, встречаются разности с более кислым плагиоклазом (№ 30–35) и содержанием до 20% кварца в сростках с калишпатом. Акцессорные минералы – апатит, ильменит, магнетит, сфен, циркон, хромит. Широко развиты вторичные минералы: цоизит, серицит, хлорит, амфибол, лейкоксен, реже биотит и альбит.

По химическому составу породы улаханбамского комплекса относятся к нормальному известково-щелочному ряду, являются низко- и умеренно-глиноземистыми и близки к среднему составу диабазы, по Р. Дэли [89, 133]. Спектральным анализом в них установлены повышенные концентрации (%) меди (до 0,03), иттрия (до 0,006), иногда ванадия (0,02–0,1), хрома (0,003–0,02), марганца (0,05–0,15), кобальта (0,003–0,01), никеля (0,005–0,015), цинка (0,007–0,021) [370, 418].

Возраст улаханбамского комплекса определяется тем, что его силлы и дайки прорывают и контактово метаморфизуют породы лахандинской и уйской серий позднего рифея и перекрываются (междуречье Горби–Большой Магалакан [321]) песчаниками и гравелитами аимской свиты венда. Позднерифейский возраст комплекса подтверждается также радиологическими датировками пород: 894–691 млн лет (К-Аг метод) из бассейна р. Хамна [133] и 1005 ± 4 – 932 ± 46 млн лет (U-Pb, Sm-Nd методы) из бассейнов рек Сахара и Аллах-Юнь на прилегающей с севера территории [432].

По данным А. Е. Соболева [128, 129], некоторые маломощные и непротяженные дайки в бассейне р. Горби прорывают аимскую свиту и с размывом перекрываются устьюдомской свитой. Радиологический возраст их определен К-Аг методом по пироксенам в 620 ± 40 млн лет. А. Е. Соболев относит эти дайки к позднерифейско-вендскому горбинскому комплексу, но точное географическое положение их неизвестно.

Лексеновский комплекс щелочных пикритов. Щелочные пикриты, дайки щелочных пикритов, брекчии щелочных пикритов трубок взрыва ($E\omega RF_3I$) образуют ареал рассеянных тел небольшого размера в бассейне р. Ингили – на востоке Учуро-Майской плиты и в пределах Ингилийского выступа кристаллического фундамента Сибирской платформы. Благодаря аномально высокой магнитной восприимчивости пород, на картах магнитного поля фиксируется более 200 интрузивных тел различной морфологии, большая часть которых не вскрыта эрозией [275, 15]. На геологической карте среди выходящих на поверхность интрузий в увеличенном масштабе (в силу технических возможностей карты) показаны наиболее крупные из них.

На водоразделе Юкатели и Лексена на площади около 0,004 км² щелочные пикриты обнажены в виде трех изометричных тел диаметром от 30 до 60 м, объединяющихся на глубине в единый *Лексеновский массив*. Контакты его относительно полого (45°) погружаются в сторону вмещающих доломитов лахандинской серии и осложнены неглубокими (до 0,5 м)

инъекциями щелочных пикритов по слоистости в доломитах. Ширина зоны экзоконтактового воздействия, выраженного в перекристаллизации, уплотнении и слабой сульфидной минерализации пород, достигает нескольких метров. С северо-востока интрузив перекрыт базальным горизонтом песчаников юдомской серии, в которых присутствуют флогопит и плохоокатанные зерна муассанита и пикроильменита, происходящих из щелочных пикритов.

Наиболее крупные дайки щелочных пикритов (показаны на геологической карте) образуют цепочки тел северо-восточного направления вблизи Лексеновского интрузива, где прорывают образования лахандинской, реже керпыльской серий. Часть даек располагается веерообразно вокруг Ингилийского массива среди метаморфитов батомгской серии. Мощность даек колеблется от 0,5 до 5 м, редко достигая 10–15 м, протяженность – от 0,3 до 3,5, иногда до 10 км. Падение их крутое (70–90°) на юго-восток. Тела часто имеют слабоветвящуюся, извилистую и кулисообразную форму. Для щелочных пикритов, слагающих дайки, характерна шаровая отдельность.

Трубки взрыва, выполненные брекчиями щелочных пикритов, вместе с мелкими дайками размещаются в виде цепочки северо-восточного направления на правом берегу р. Ингили. Они представляют собой субвертикальные столбообразные тела овальной в плане формы с размерами от 12 × 30 до 100 × 280 м. Контакты тел с вмещающими образованиями лахандинской и батомгской серий очень четкие, извилистые. Слоистость вмещающих пород вблизи контактов вздернута под углами до 20°. Непосредственно в экзоконтакте наблюдаются прожилки мощностью 2–3 см крупнокристаллического кальцита с вкрапленностью гематита. Брекчии щелочных пикритов трубок взрыва включают разновеликие обломки различных пород, количество которых варьирует от 15 до 50%. В составе обломков преобладают такие же щелочные пикриты, реже (10–20% обломочного материала в эндоконтактах трубок) отмечаются песчаники, известняки, аргиллиты, алевролиты, гнейсы, кристаллические сланцы, иногда амфиболизированные гранатсодержащие лерцолиты. В некоторых трубках (Ижевская, Сентябрьская, Финальная, Леоингилийская [6]) до 40% объема обломочного материала представлено эколгитоподобными породами. Верхние части трубок на глубину свыше 4 м обычно разрушены до мелкообломочно-глинистого структурного элювия с автолитами щелочных пикритов.

Щелочные пикриты представляют собой зеленовато-черные порфиритовые породы с вкрапленниками (40–80% объема породы) размером 3–20 мм, иногда до 4 см, погруженными в микролитовую основную массу, и состоят (%) из оливина (10–40), по составу соответствующего форстерит-фаялиту, с примесью титана, марганца и хрома, моноклинного, часто зонального пироксена – диопсид-салита (15–70), флогопита (1–30) и пикроильменита (1–15); кроме того, в основной массе присутствуют перовскит (1–2) и магнетит (6–15). Акцессорные минералы представлены апатитом, корундом, хромшпинелидами. Иногда встречаются миндалины округлой или угловатой формы размером 1–10 см, выполненные крупнозернистым

кальцитом, реже цеолитом и анальцитом. Оливин интенсивно замещается хризотилом, серпофитом, иддингситом, антигоритом, хлоритом, пироксен-кальцитом, серпентином и хлоритом, часто обрастает эгирином; пикроильменит – псевдоморфозами рутила с анкеритом, гидроокислами железа и лейкоксеном. Флогопит часто включает мелкие кристаллы пироксена, магнетита, гематита, рутила.

Эклогитоподобные породы, слагающие округлые изометричные включения размером до 30 см в брекчиях щелочных пикритов, состоят (%) из пироксена (1–40), граната (10–40), плагиоклаза (20–30) и амфибола (0–40). Внешне и по химическому составу они сходны с породами габбрового и габбродиоритового ряда, но отличаются от последних наличием светло-красного и буровато-красного граната [15]. Среди акцессорных минералов, кроме шпинели, ильменита, рутила, графита, кианита, циркона и апатита, в них иногда отмечаются корунд, муассанит и алмаз [16].

Акцессорные минералы, извлеченные из рыхлого элювия трубок взрыва, представлены корундом, хромшпинелидами, муассанитом, розово-красным альмандином, анатазом, брукином, гроссуляром, корундом, ильменитом, цирконом, шпинелью и пиропом [236, 362], но со значительной примесью альмандинового компонента [15].

Специфическими чертами химического состава щелочных пикритов, в отличие от классических кимберлитов, являются меньшая основность пород (содержание кремнезема до 38%, а в кимберлитах – 27–34%), пониженное содержание магния, повышенное – железа, щелочей (часто более 2%, а в якутских кимберлитах до 1%) и титана. По минеральному составу они являются существенно пироксеновыми, а не оливиновыми, в них отсутствуют собственно пироп и хромдиопсид – минералы-индикаторы кимберлитов. Таким образом, породы относятся к ультрабазитам, являющимся дифференциатами щелочной магмы, и не могут считаться алмазоносными кимберлитами, как предполагалось ранее [236, 362].

Позднерифейский возраст лексеновского комплекса определяется тем, что его интрузивы, размещающиеся в верхнерифейских отложениях лахандинской серии, с размывом перекрыты отложениями вендской юдомской серии. Калий-аргоновый возраст, определенный по флогопиту из брекчий щелочных пикритов трубки Финальная [236], составляет 865 млн лет, что также соответствует позднему рифею.

Ингилийский комплекс карбонатит-сиенит-уртитовый. Ийолит-мельтейгиты, уртиты, ийолиты, нефелиновые и щелочные сиениты, карбонатиты, альнэиты, малиньиты, перидотиты, пироксениты (E_1RF_3i) слагают интрузивы центрального типа, серию даек и жильных тел, которые размещаются в узкой полосе северо-восточного направления, протягивающейся от среднего течения р. Ингили до оз. Горное, расположенного в междуречье Бас-Дюкат–Акандя. В бассейне р. Ингили, в Ингилийском выступе фундамента Сибирской платформы, их вмещают метаморфиты батомгской серии, на остальной территории, в пределах Юдомо-Майской СФЗ, – осадочные породы лахандинской и уйской серий.

Петротипический *Ингилийский массив* представляет собой слабоэродированный интрузив сложного строения, выходящий на поверхность в виде нескольких тел различной формы, сконцентрированных на площади около 30 км² среди метасоматически переработанных пород кровли. Он, как крутопадающее штокообразное тело, четко фиксируется в геофизических полях изометричными положительными гравитационной и магнитной аномалиями такой же площади. Вмещающие породы в его экзоконтакте имеют периклинальное залегание с углами падения 25–35°, образуя купольную структуру.

Ядро массива округлой в плане формы диаметром около 3 км имеет концентрически-зональное строение. Центральная его часть сложена преимущественно ийолит-мельтейгитами и уртитамы, характеризующимися крупно- и гигантозернистой структурами. В краевых частях преобладают средне- и мелкозернистые ийолиты. Здесь встречаются ксенолиты (до 0,8 м в поперечнике) метасоматически переработанных габброидов, пироксенитов и перидотитов, которые часто рассечены жилами (до 5 см) ийолит-мельтейгитов. Ядро массива окружено кольцом щелочных метасоматитов шириной 200–400 м в юго-западном, до 2,5 км в северном и восточном его экзоконтактах, образовавшихся по вмещающим породам архея, реже по ийолит-мельтейгитам.

Среди метасоматитов и прилегающих к ним пород, не затронутых метасоматозом, локализованы штокообразные малые (до 0,5 км²) тела изометричной в плане формы и дайки мощностью до 5 м и протяженностью до 70 м, сложенные эгириновыми и нефелиновыми порфиридовидными сиенитами и ийолитами*. В экзоконтакте интрузий сиенитов наблюдаются зоны фенитизации шириной до сотен метров.

Доломитовые и кальцитовые карбонатиты, входящие в состав массива, являются более поздними образованиями. Кальцитовые карбонатиты слагают штокообразные тела (0,03–0,06 км²) различной в плане формы и редкие жилы мощностью 0,6 м и протяженностью до десятков метров, локализованные среди ийолит-мельтейгитов и сиенитов. Доломитовые карбонатиты образуют многочисленные секущие жилы мощностью 0,1–1, редко до 5 м, протяженностью 2–20 м, иногда до 90 м, приуроченные к трещинам разного направления как в ийолит-мельтейгитах, так и во вмещающих метаморфитах. Они пространственно связаны с жильными телами сиенитов, местами замещают их. С доломитовыми карбонатитами также ассоциируют брекчии с кварц-карбонатным цементом, образующие зоны шириной 1–2 м и протяженностью до 80 м [6].

С Ингилийским массивом связаны проявления тантало-ниобатов и редких земель.

Горноозерский массив охватывает верховья р. Курунг-Дюкан и окрестности оз. Горное в пределах Сетте-Дабанской подзоны Юдомо-Майской СФЗ, где он приурочен к ядру поперечной флексуры, осложняющей общее моноклинальное залегание верхнерифейских отложений. В современном

*Три участка, насыщенные телами этих пород, вне масштаба показаны на геологической карте в качестве единых интрузий.

эрозионном срезе он имеет вытянутую в северо-восточном направлении каплевидную форму площадью около 11,5 км². Северный контакт массива субвертикальный, западный (в северной части) и юго-восточный – под углами 40–70° падают на юго-восток. В южной части массива западный контакт круто (70–80°) погружается на запад. В зоне экзоконтакта шириной 100–150 м вмещающие терригенные породы рифея превращены в мелкозернистые полевошпат-эгириновые фениты, рассеченные тонкими прожилками кальцитовых карбонатитов.

Массив в современном эрозионном срезе более чем на 90% сложен разнозернистыми (от мелко- и среднезернистых до крупно- и гигантозернистых) карбонатитами и имеет концентрически-зональное строение. Его центральную часть слагают преимущественно анкерит- и доломит-кальцитовые карбонатиты, которые секутся жилами анкеритовых карбонатитов. К западу и югу от ядерной части анкерит-кальцитовые карбонатиты постепенно сменяются кальцитовыми карбонатитами с зональным строением, выраженным в их минеральном составе: анхимономинеральный кальцитовый–флогопит-кальцитовый–магнетит-кальцитовый с линзами магнетит-форстеритовой породы. Ближе к периферии массива наблюдается обратная смена минерального состава карбонатитов. В северной половине массива среди карбонатитов наблюдаются тела размером от нескольких квадратных метров до 0,1 км², сложенные породами ряда ийолит–уртит, нефелиновыми сиенитами и пироксенитами, образующие кольцевую цепочку. С рудными и метасоматически измененными пироксенитами в районе оз. Горное связана магнитная аномалия. В нефелиновых сиенитах встречаются ксенолиты метасоматически переработанных ийолит-уртитов.

По А. Р. Энтину [101, 15 и др.], формирование пород Горноозерского массива происходило в следующей последовательности, установленной по геологическим и радиогеохронологическим данным: пироксениты, рудные пироксениты–ийолиты–карбонатиты флогопит-кальцитовые метасоматические апоийолитовые–карбонатиты апатит-магнетит-флогопит-кальцитовые магматические–нефелиновые сиениты.

Разности карбонатитов с повышенными концентрациями тантало-ниобиевых и редкоземельных минералов рассматриваются как редкометалльные руды Горноозерского месторождения и источники одноименной прибрежно-озерной россыпи [89, 15].

В междуречье Хамна–Юдома широко распространены дайки и штоки щелочных нефелиновых и нефелин-эгириновых сиенитов, альнётитов, малиньитов и карбонатитов, отмечаются также тела эруптивных брекчий с трахитовым цементом. Наибольшее их количество и связанные с ними метасоматиты (фениты) наблюдаются на водоразделе Хамна–Нарыкан, где они принадлежат к апикальной части кровли глубинного полифазного *Хамнинского массива*. Благодаря высокой радиоактивности пород (до 200 мкР/ч) кровля массива хорошо оконтуривается аэrorадиометрической съемкой.

Выходы штоков на поверхность площадью до 0,07 км² имеют изометричную форму. Площадь связанного с ними овально-вытянутого в северо-восточном направлении ареала фенитизированных пород в кровле

Хамнинского массива достигает 1 км². Дайки имеют северо-восточное близкое к субмеридиональному (15–20°) простирание, крутое (80–90°) падение, мощность 1–3 м, протяженность от первых десятков метров до 3–4, иногда 6 км. Единичные изометричные тела (до 0,26 км²) эруптивных брекчий приурочены к участкам интенсивной трещиноватости вмещающих пород в зонах разломов. Они сложены обломками (90–95% объема породы) размером от долей миллиметра до 30–50 см (иногда до 1 м) алевролитов, песчаников, доломитов, долеритов, нефелиновых сиенитов, цементированных стекловатым щелочным трахитом с вкрапленниками калишпата и нефелина [133].

С Хамнинским массивом связано одноименное малое месторождение редких земель и ниобия.

Ийолит-мельтейгиты, уртиты, ийолиты представляют собой серые с бледно-лиловым, иногда красным оттенком массивные крупно- и гигантозернистые, реже среднезернистые породы, состоящие (%) из нефелина (до 50), титанистого андрадитового граната – шорломита (25–30), эгирина-авгита (20–25), апатита (до 10), сфена, циркона, иногда перовскита и титаномагнетита. На отдельных участках присутствуют скопления кристаллов калиевого полевого шпата, нередко до 20% объема породы. За счет неравномерного распределения породообразующих минералов выделяется весь минеральный ряд видов горных пород семейства ультраосновных фойдолитов. Их химический состав характеризуется низким содержанием кремнезема (37–42%) и высоким – щелочей (7–17%) с преобладанием натрия над калием.

Альнэиты – темно-серые, темно-зеленые тонко- и мелко-, редко крупнокристаллические массивные породы ряда биотит-мелилитовых лампрофиров с гипидиоморфнозернистой структурой. Иногда они обладают миндалекаменной текстурой. Округлые миндалины размером 2–7 мм заполнены кальцитом. Минеральный состав альнэитов изменяется в широких пределах – до перехода их в камптониты или в меланократовые фельдшпатоидно-ортоклазовые породы. Они состоят (%) из биотита (10–15), мелилита (от единичных зерен до 50), авгита (до 20), ортоклаза (10–20), нефелина и анальцима (10–20), редко встречается разложенный оливин (5–10), иногда присутствуют единичные кристаллы баркевикита с узкой каемкой арфведсонита. Акцессорные минералы – апатит (до 7%) и перовскит. В альнэитах установлены повышенные в 2–5 раз против кларка содержания бора, фосфора, марганца, ниобия и свинца.

Малиньиты – розовато-зеленовато-серые мелкокристаллические массивные и порфиоровые породы, состоящие (%) из ортоклаза (20–30), анальцима и нефелина (15–25), эгирина и эгирин-авгита (25–30), арфведсонита (15–20). Акцессорные минералы – апатит (до 1%), магнетит и ильменит (до 5%), перовскит, минералы редких земель. В порфиоровых разностях вкрапленники (до 35% объема породы) представлены ортоклазом, флогопитом, арфведсонитом, нефелином, иногда зональным баркевикитом.

Карбонатиты кальцитовые, кальцит-доломитовые – лейкократовые крупно- и гигантозернистые (размер зерен кальцита до 8 см) кальцитовые и мелко-среднезернистые доломитовые массивные с пятнистой или

полосчатой текстурой почти мономинеральные породы, состоящие из кальцита или доломита (70–90%). Темноцветные минералы (10–30%) представлены авгит-диопсидом, октаэдрическим магнетитом, столбчатым красно-бурым и зеленым флогопитом, октаэдрическим пирохлором. В Горноозерском массиве карбонатиты содержат до 10% апатита, образующего крупные (2–10 мм) кристаллы и мелкозернистые скопления. Спорадически присутствуют анальцит, натролит, кубический перовскит, хлорит, апатит, карбонаты редких земель, флюорит, монацит, пирит, гематит, барит, галенит, торит и ортит. Иногда доломит нацело замещается анкеритом и эгирином с выделением амфибола и колумбита, что обуславливает выделение эгирин-анкеритовых и амфибол-анкеритовых разновидностей карбонатитов. По данным В. М. Бирюкова (1997 г.), с карбонатитами тесно ассоциируют нельсониты – магнетитсодержащие низкоглиноземистые и низкощелочные породы с высоким (до 7%) содержанием фосфора. Они состоят (%) из фессаит-авгита (70–80), магнетита (10–15), апатита (5–10, участками до 15) и аксессуарных – рутила и меланита. Среди вторичных минералов присутствуют амфибол и кальцит.

Нефелиновые и щелочные сиениты – светло-серые, розоватые, зеленоватые средне- и мелкозернистые, иногда порфиroidные породы с трахитоидной структурой. Они состоят (%) из альбита (20–60), канкринита (20–75), нефелина (до 20), ортоклаза (5–35), биотита (2–10) или эгирина (до 20), граната (до 10). Аксессуарные минералы – апатит, циркон, ортит, сфен, магнетит, пирит, пирохлор. В телах, залегающих в метасоматитах, они представлены в основном альбит-канкринитовыми и биотитовыми разновидностями с резко выраженной трахитоидной структурой. Сиениты, слагающие тела среди метаморфических пород, обладают большим цветовым индексом, характеризуются нечетко выраженной трахитоидной структурой, содержат больше калишпата и нефелина, а вместо биотита – эгирин. Вариации содержаний нефелина, калишпата и эгирина определяют и разнообразие их петрографических разновидностей – нефелиновые сиениты, щелочные сиениты, нефелин-эгириновые сиениты (тингвайты). В последних содержание темноцветных минералов (эгирина, эгирин-авгита, биотита, арфведсонита) достигает 40%. По химическому составу сиениты ингилийского комплекса отличаются от нефелиновых сиенитов, по Р. Дэли, более высокой общей щелочностью с явным преобладанием натрия над калием.

Горноозерский и Хамнинский массивы залегают в верхнерифейских отложениях лахандинской и уйской серий. Ингилийский массив, вмещающими породами которого являются метаморфиты раннеархейской батомгской серии, по данным А. Н. Мильто [325], с разрывом перекрыт отложениями вендской юдомской серии*. К-Аг датировки пород Ингилийского массива, определенные по биотиту и флогопиту, варьируют от 752 до 660 млн лет, по изотопным соотношениям свинца и урана – от 640 до 560 млн лет, а свинца и тория – от 830 до 810 млн лет [325, 53]. Наиболее достоверной считается **U-Pb конкордантная датировка пород по цирконам, составляю-**

*Площадь распространения отложений юдомской серии, перекрывающих Ингилийский массив, в масштабе геологической карты не отображается.

щая 674 млн лет [122]. Сопоставимые результаты (650–600 млн лет) получены U-Th-Pb методом и для пород Горноозерского массива [54]. Все датировки соответствуют позднему рифею, а также указывают на более молодой возраст ингилийского комплекса по отношению к лексеновскому.

Возраст Горноозерского массива первоначально был определен как среднедевонский–раннекарбонный [54]. При определении изотопного состава минералов из карбонатитов были получены более чем противоречивые значения датировок – от 2200 до 135 млн лет [89]. А. Р. Энтиным [101] были обработаны результаты 20 определений радиологического возраста, полученные **K-Ar, Pb-Pb и Rb-Sr методами по биотиту, флогопиту, кальциту, эгирин-авгиту, апатиту, пироклору, амфиболу и валовым пробам.** По его мнению, они позволяют установить два этапа в истории формирования Горноозерского массива: 480–390 млн лет – становление тел пироксенитов, рудных пироксенитов, нельсонитов, ийолитов и метасоматических апоийолитовых карбонатитов; 370–350 млн лет – образование магматических апатит-магнетит-флогопит-кальцитовых карбонатитов, нефелиновых и щелочных сиенитов. Таким образом, вопрос о возрасте Горноозерского массива остается нерешенным. В Легенде Дальневосточной серии листов ГТК-1000/3 [300] горноозерская и ингилийская карбонатитовые ассоциации на основании сходства их составов объединены в один комплекс, датируемый поздним рифеем.

ПОЗДНИЙ ДЕВОН

Позднедевонские интрузии отнесены к гранит-габбровому лантарскому и габбро-базальтовому омнинскому комплексам.

Лантарский комплекс гранит-габбровый выделен Ю. П. Змиевским [263] в пределах Кирано-Лавлинского блока кристаллического фундамента Сибирской платформы. К нему отнесен одноименный трещинный массив площадью около 1700 км², прослеживающийся в северо-восточном направлении вдоль Джугджурского разлома на 120 км при ширине от 3 до 18 км. Он прорывает кварцевые диориты токско-алгаминского, щелочные граниты улканского комплексов, терригенно-карбонатные отложения венда–нижнего кембрия, нижнего–среднего ордовика, нижнего–среднего девона и сам прорван поздне меловыми гранитоидными интрузиями джугджурского комплекса.

В составе массива выделяются три фазы: **первая фаза** – габброидов, **вторая фаза** – гранодиоритов–диоритов, **третья фаза** – гранитов. Четкие фазовые соотношения установлены только между первой и второй, первой и третьей фазами. Третья фаза выделена в некоторой степени условно, поскольку фазовые соотношения ее со второй фазой не наблюдались, а во второй фазе отмечались фациальные переходы гранодиоритов в граниты. Породы всех фаз подверглись вторичным изменениям в мощных (до 5 км) зонах катаклаза и рассланцевания северо-восточного простирания, свойственных Кирано-Лавлинскому блоку.

Первая фаза – габбро, лейкогаббро, диориты ($\gamma D_3 ? I_1$) распространены в основном в центральной части Лантарского массива. В наиболее крупном (около 300 км²) выходе габброидов, вытянутом на 50 км вдоль рек Лантарь и Таймень, наблюдаются многочисленные пластобразные останцы вмещающих пород, представленных в основном ордовикскими песчаниками, контакты габбро с которыми погружаются на северо-запад под углами 30–60° [249]. Габбро в основном мелкозернистые, часто порфириовидные, как правило, амфиболизированные. Первичные моноклинный и ромбический пироксены сохранились в виде реликтов во вторичной роговой обманке. В них часто наблюдаются уплощенные шпирь с вкрапленностью титаномагнетита и ильменита, с которыми связаны рудопроявления титана [249, 263]. В зонах рассланцевания габброиды превращены в полосчатые кварц-хлоритовые и кварц-эпидотовые сланцы. К первой фазе относятся дайки габбродолеритов и долеритов, широко развитые в бассейнах рек Нядома, Первый и Второй Кент. Мощность их 3–5, редко до 20 м, простираение северо-восточное. Они так же, как и габбро, претерпели дислокационный метаморфизм [36].

По химическому составу габброиды соответствуют базальтам нормального ряда щелочности с повышенным содержанием двуокиси титана, которое достигает 5,28% (Жевержеева, 1994 г.).

Вторая фаза – гранодиориты – диориты ($\gamma \delta - \delta D_3 ? I_2$) слагают северо-восточную часть Лантарского массива на площади около 400 км². Наиболее распространены здесь связанные взаимопереходами кварцевые диориты и гранодиориты. Диориты встречаются близ контактов массива с вмещающими породами. Для всех пород фазы характерны в различной степени выраженные гнейсовидность и катаклиз.

Кварцевые диориты и гранодиориты представляют собой массивные или гнейсовидные серые, светло-серые, в основном среднезернистые, иногда порфириовидные породы со стандартным для них составом. Содержание плеохроирующей в голубовато-зеленых тонах роговой обманки составляет соответственно 10–20 и 5–10%, биотита – до 10 и 2–5%. Аксессуары представлены рудным минералом, апатитом, турмалином и сфеном. В гнейсированных разностях развиты вторичные минералы: серицит, мусковит, эпидот, хлорит, актинолит.

Диориты обычно гнейсовидные, содержат меланократовые шпирь с расплывчатыми краями, ориентированные параллельно гнейсовидности. В них отсутствуют кварц и калишпат, содержание темноцветных минералов 30–35%.

Третья фаза – граниты ($\gamma D_3 ? I_3$) преобладают в юго-западной части Лантарского массива, где ими прорваны габброиды первой фазы и раннеархейские кварцевые диориты токско-алгаминского комплекса. Наиболее крупный (около 100 км²) интрузив прослеживается вдоль Джугджурского разлома в бассейне р. Лантарь и представляет собой вытянутое в северо-восточном направлении трещинное тело. Несколько более мелких изометричных в плане интрузий закартировано в бассейне среднего течения р. Таймень среди гранодиоритов и кварцевых диоритов второй и

габброидов первой фаз. Интрузивы сложены светло-серыми массивными гранитами с крупными (до 1 см) выделениями биотита, придающими им своеобразный пятнистый облик. Они состоят (%) из олигоклаза (38–43), калишпата (30), кварца (25–30) и биотита в мелколистоватых скоплениях и крупных кристаллах (до 7). Спорадически встречается роговая обманка. Акцессорные минералы – циркон, апатит, ортит, магнетит.

Все породы комплекса принадлежат к нормальному ряду калиево-натриевой серии с натриевым типом щелочности, где натрий преобладает над калием [320].

К выходам гранитов третьей фазы в бассейнах рек Лантарь и Таймень приурочены россыпи золота, но коренных источников в связи с гранитами не выявлено.

Лантарский массив имеет рвущие контакты с карбонатно-терригенными отложениями раннего–среднего девона. На соседней с юга территории лантарские интрузивы перекрыты средне-позднеюрскими вулканогенно-осадочными породами джелонской свиты [263, 256]. Значения **K-Ar** возраста гранодиоритов, гранитов, кварцевых диоритов, определенные по валовым пробам, колеблются от 370 до 105 млн лет [320]. Опираясь на геологические данные и наиболее древнюю радиологическую датировку, возраст лантарского комплекса со значительной долей условности принят как позднедевонский.

Омнинский комплекс габбро-базальтовый. Габбро и габбродолериты (vD_3o) слагают несколько интрузивов и даек в Юдомо-Майской СФЗ, долериты и габбродолериты (βD_3o) – многочисленные дайки, распространенные как в Юдомо-Майской СФЗ, так и на Учуро-Майской плите и Батомгском выступе. Вмещаются они практически всеми стратифицированными образованиями от среднего рифея до верхнего кембрия, метаморфическими и интрузивными породами архея. Для габброидов характерна высокая намагниченность, благодаря которой сложенные ими наиболее крупные тела в магнитных полях выделяются локальными положительными аномалиями.

Площади выходов на поверхность интрузивных тел колеблются от 0,2 до 2 км². На левобережье р. Мая, ниже устья р. Иникан и в междуречье Иоткан–Мурындакит несколько сближенных вытянутых в северном и северо-восточном направлениях тел, судя по геофизическим данным, на глубине объединяются в единые массивы*, полого (до 45°) погружающиеся на юго-восток. Сложены они однообразными зеленовато-серыми мелкозернистыми габбро и габбродолеритами. Ширина ореолов контактово измененных терригенных пород в экзоконтактах интрузий не превышает 150 м, в карбонатных породах отмечается скарнирование [354].

Мощность даек колеблется от первых метров до 30–50, единичных – до 150–300 м, протяженность – от сотен метров до 5–10 км. Некоторые дайки долеритов и габбродолеритов прослеживаются на десятки километров.

*Эти массивы, выходящие на поверхность в виде малых тел, в объединенном виде отображены на геологической карте.

Простираение их преимущественно северо-восточное, реже субмеридиональное и меридиональное, падение крутое ($65-90^\circ$) в северо-западных и западных, реже юго-восточных румбах. Дайки габбро и габбродолеритов, установленные в междуречье нижних течений рек Иникан и Левый Немуйкан, простираются в северо-западном направлении и полого (30°) падают на северо-восток. Цепочка даек долеритов в Учуро-Майской плите в зоне диаклаза северо-восточного простираения протягивается почти на 200 км от верховий р. Омня до среднего течения р. Ингили. Она отчетливо фиксируется в магнитном поле линейной аномалией. Подобными аномалиями протяженностью до 70 км фиксируются цепочки непротяженных даек в Кыллахской подзоне Юдомо-Майской СФЗ, в бассейне р. Горби [321].

Контакты даек габброидов с вмещающими породами четкие, секущие слоистость, прямолинейные. Малые дайки и краевые части относительно мощных даек сложены мелкозернистыми долеритами, центральные – среднезернистыми их разностями и габбродолеритами. В эндоконтактах они иногда имеют более тонкозернистое сложение и пиритизированы, местами – катаклазированы, хлоритизированы, карбонатизированы и эпидотизированы. В зонах экзоконтакта шириной до 1 м (редко до 2 м) терригенные породы ороговикованы, эпидотизированы, нередко окварцованы, карбонатные породы обычно мраморизованы, слабопиритизированы, а на отдельных участках превращены в пироксеновые скарны.

Долериты и габбродолериты, внешне не различимые между собой, – темно-серые массивные породы с офитовой (у долеритов) и габброофитовой (у габбродолеритов) структурами. Состоят они (%) из андезин-лабрадора (45–60), авгита (35–50), роговой обманки (5–10); в незначительных количествах присутствует оливин, иногда кварц (до 3). Акцессорные минералы – магнетит, ильменит (до 7%), апатит и рутил. В габбро меньше плагиоклаза (40–45%), пироксена (до 35%) и больше роговой обманки (15–40%). Структура их габбровая с элементами пойкилитовой. Габброиды в той или иной степени подвержены зеленокаменным изменениям с новообразованиями эпидота, хлорита, актинолита, часто несут следы кремнекалиевого матасоматоза, рассечены тонкими (иногда до 2 см) прожилками кварца, эпидота, гематита [354, 321].

Габброиды относятся к породам нормального ряда, имеют калиево-натриевый и натриевый типы щелочности, низкую и умеренную глиноземистость [479, 354 и др.].

На территории листа дайками прорваны все рифейские, кембрийские, ордовикские и силурийские образования. Среди верхнедевонских, каменноугольных и юрских отложений они не известны [354, 321, 432]. В Юдомо-Майской СФЗ на прилегающей с севера территории дайки долеритов и габбродолеритов занимают такое же геолого-структурное положение, относятся ко второй фазе сеттедабанского комплекса и коррелируются с франскими вулканогенными образованиями Джалканской площади [495]; их K-Ar возраст определен в 385 ± 20 млн лет [138].

Раннемеловые интрузии распространены в Учуро-Кет-Капском (кет-капский комплекс), Удско-Куйдусунском (удский комплекс) вулcano-плутонических и Верхнеюдомском (уэмяхский комплекс) плутоническом районах.

Кет-капский комплекс монцодиоритовый. Впервые интрузивные образования среднего субщелочного состава, распространенные в Кет-Капском вулcano-плутоническом ареале, в качестве одноименного комплекса были вычленены из алданского комплекса Е. П. Миرونюком [27] и Э. Л. Магнушевским [91]. Тем не менее, хабаровские геологи при проведении ГСР-50 [479, 464 и др.] продолжали относить их к субщелочному-щелочному алданскому комплексу.

Кет-капский комплекс сформировался в четыре фазы внедрения: **первая фаза** – монцодиориты и монцониты; **вторая фаза** – кварцевые монцодиориты и кварцевые монцониты; **третья фаза** – кварцевые сиениты и граносиениты; **четвертая фаза** – субщелочные граниты и субщелочные лейкограниты. Его породы слагают в основном пластообразные тела – силлы, лакколиты, в меньшей степени – штоки и дайки, локализованные в толщах рифея, венда и кембрия и образующие изометричные в плане купольные структуры. Последние состоят из многоэтажного «переслаивания» силлообразных интрузивных тел мощностью 50–60, иногда до 130–250 м, с вмещающими породами. Петротипическими являются Юртовский, Буорсалинский, Буорский интрузивы (рис. 2).

Юртовский интрузив, расположенный на водоразделе рек Буор-Сала–Буор–Михаил-Кыла, представлен скоплением десятков силлообразных тел и небольших лакколитов. Относительно крупные тела сложены авгитроговообманковыми монцонит-порфирами, малые – роговообманковыми монцонитами, монцонит-порфирами и сиенит-порфирами. Ограниченным распространением пользуются кварцевые и кварцсодержащие разности монцонитоидных пород.

Буорсалинский интрузив расположен в междуречье Буор-Сала–Ярмарка-Хапчана. Тела, входящие в его состав, размещаются в основном среди терригенных, реже карбонатных пород учурской серии. Они сложены роговообманковыми монцонит-порфирами и кварцевыми монцонитами.

Буорский интрузив представлен группой лакколитов, связанных между собой на глубине и обнажающихся в истоках рек Таас, Тараннах, Буор. Они вмещаются карбонатными породами юдомской серии и пестроцветной свиты и сложены роговообманковыми монцодиоритами и монцонитами, кварцевыми монцонитами и сиенитами [284].

Подобны вышеописанным и другие многочисленные небольшие по площади интрузивы (Даньский, Облачный, Одолинский, Бокурский и др.). Внедрение их сопровождалось интенсивными проявлениями термального метаморфизма и контактового метасоматоза.

Четырехфазное строение комплекса установлено на основании наблюдавшихся эруптивных соотношений пород в основном в Буорсалинском, Оннеинском и Даньском интрузивах. Отнесение же конкретного тела к той или иной фазе в большей степени условно и проведено по преобладающей

разновидности пород, характерной для соответствующей фазы, в которой имеют место и фациальные взаимопереходы.

Первая фаза – монцодиориты, монцониты, сиениты (μK_1kk_1); монцонит-порфиры ($\mu\pi$). Эти породы наиболее широко распространены в осевой части хр. Кет-Кап, на право- и левобережье р. Учур и в верховье р. Лага, где слагают гипабиссальные пластовые тела в нижних этажах Оннеинского, Буорского, Буорсалинского, Леоюньского, Усмунского и Юньского интрузивов, реже небольшие (8–20 км²) самостоятельные штоки и силлы.

Породы имеют порфировидный и порфировый облик, обусловленный присутствием таблитчатых вкрапленников зонального плагиоклаза, роговой обманки и единичных кристаллов калиевого полевого шпата, погруженных в мелко- и микрокристаллическую основную массу с гипидиоморфнозернистой или монцонитовой структурой. В монцодиоритах во вкрапленниках преобладает роговая обманка. Основная масса состоит (%) из олигоклаза-андезина (50–75), калиевого полевого шпата (до 17), роговой обманки, диопсида, биотита (до 30), редко кварца (до 5) [88]. В сравнительно крупных штоках структура пород среднезернистая. В краевых частях пластовых тел, маломощных силлах и дайках основная масса пород имеет микропойкилитовую или фельзитовую структуру с участками микроаллотриоморфнозернистой или микропегматитовой. Фациальные разновидности, представленные субщелочными габбро, субщелочными диоритами, кварцевыми диоритами, монцонитами и сиенитами, определяются лишь количественным соотношением темноцветных минералов – роговой обманки, биотита, диопсида, в сумме составляющих 20–45%. Как правило, породы первой фазы подвержены вторичным изменениям под воздействием последующих фаз – эпидотизации, хлоритизации, сульфидизации. Ширина экзоконтактных зон ороговикованных пород, связанных с интрузиями этой фазой, в основном 5–10 м, редко до 20 м [83, 479].

Вторая фаза – кварцевые монцодиориты, кварцевые монцониты ($q\mu K_1kk_2$), кварцевые монцонит-порфиры, гранодиорит-порфиры ($q\mu\pi$) наиболее распространены в составе комплекса. Они слагают в основном субпластовые тела, силлы и лакколиты в средней части практически всех многоярусных интрузивов – Буорского, Буорсалинского, Юньского, Томптоканского, Даньского, Облачного и др., редко – небольшие штоки и самостоятельные силлы, в т. ч. по периферии массива Кондер. Мощность силлообразных тел колеблется от первых метров до 200–250 м, протяженность их достигает 8–10 км [284, 197]. Иногда встречаются дайки. Некоторые из них прорывают породы первой фазы.

Структура пород второй фазы преимущественно мелкозернистая порфировая и порфировидная с гипидиоморфнозернистой, монцонитовой, микропризматическизернистой и микропегматитовой структурами основной массы. Текстура их часто пятнистая, обусловленная неравномерным сгустковым распределением темноцветных минералов. В центральных частях наиболее мощных лакколитов отмечаются лучше раскристаллизованные (среднезернистые порфировидные) разности. В штокообразном Облачном массиве кварцевые монцониты имеют крупно-среднезернистую структуру

и фациальные переходы к кварцевым монцонитам. Вкрапленники представлены плагиоклазом, реже калишпатом, роговой обманкой, биотитом и авгитом. В кварцевых монцонитах основная масса состоит (%) из резкоидiomорфных кристаллов плагиоклаза (30–35%), калишпатового базиса (30–40%) с неравномерно распределенными пойкилитовыми вростками биотита, авгита и роговой обманки (в сумме до 40%) и участками микропегматитового сростания кварца (1–10%) с ортоклазом. В кварцевых монцодиоритах количество калишпата не превышает 15%. В гранодиорит-порфирах количество кварца повышается до 15% [479, 197, 464].

С интрузиями второй фазы связаны наиболее интенсивные экзоконтактовые изменения вмещающих пород. В широких (до нескольких сот метров) зонах песчаники и алевролиты керпильской серии превращены в роговики, доломиты, мраморизованы и участками преобразованы в магнетитовые скарны. Экзоконтактовые изменения сопровождаются метасоматическим и прожилковым окварцеванием, эпидотизацией, хлоритизацией и сульфидизацией, с которыми связана основная золоторудная минерализация в районе.

Третья фаза – кварцевые сиениты, граносиениты ($q\zeta K_1 k k_3$), кварцевые сиенит-порфиры, сиенит-порфиры ($q\zeta\pi$), слагающие относительно крупные (30–40, иногда до 70 км²) лакколиты (Одолинский массив), в т. ч. верхних этажей многоярусных интрузивов (Даньский, Оннеинский, Бокурский, Томптоканский и др.), реже штоки (Муктанинский массив), а также отдельные пластовые тела и многочисленные дайки. Мощность лакколитов достигает 300 м, пластовых тел – 100–150 м.

Породы третьей фазы связаны между собой постепенными взаимопереходами без каких-либо закономерностей. В центральных частях тел они имеют более крупнозернистую порфировидную структуру, в периферических – порфировую с мелкозернистой основной массой. Преобладающей разновидностью являются светло-серые розоватые кварцевые сиениты и их порфировые разности с пойкилитовой и монцонитовой структурой основной массы. Они сложены олигоклазом (15–20%), ортоклазом (45–70%), кварцем (до 20%), которые в основной массе находятся в сростках с калишпатом, роговой обманкой и биотитом (в сумме 10–20%); иногда отмечаются единичные зерна пироксена. В граносиенитах количество кварца увеличивается до 25–30%, а калишпат и плагиоклаз находятся в почти равных соотношениях. В сиенит-порфирах при преобладании калишпата (около 70% объема породы) кварц составляет менее 5% [88, 464].

Четвертая фаза – субщелочные граниты и субщелочные лейкограниты ($\epsilon\gamma K_1 k k_4$) – наименее распространенные породы в составе комплекса. Они слагают несколько штоков (в основном не выражающихся в масштабе карты), немногочисленные малые силлы, дайки, жилы и прожилки. Наиболее крупный шток площадью 8,5 км² (Утиканский) находится на водоразделе Утикан–Верхняя Буря. Силлы отмечаются в составе Даньского интрузива и концентрируются в верхних течениях рек Одола и Утикан вблизи Одолинского и Утиканского массивов. Дайками и жилами прорваны породы всех ранних фаз комплекса [197].

Субщелочные граниты – почти белые или светло-серые массивные мелко- и микрозернистые породы с очень редкими мелкими вкрапленниками полевых шпатов. Сложены они калишпатом (до 55%), кварцем (25–40%), биотитом (до 3%), плагиоклазом (до 20%). Иногда количество вкрапленников достигает 20% объема породы, и среди них появляется амфибол. В субщелочных лейкогранитах количество кварца возрастает до 30%.

По химическому составу все породные разновидности комплекса относятся к субщелочному петрохимическому ряду основных–кислых пород с натриевым типом щелочности.

Раннемеловой возраст кет-капского комплекса принимается на основании данных об интрузивном соотношении его даек с вулканитами позднейюрской–раннемеловой бокурской серии и определений К-Аг возраста его пород по биотиту (8 определений), соответствующих интервалу 128–109 млн лет [479].

Удский комплекс диорит-гранодиоритовый впервые выделен 1958 г., Л. И. Красным в относившим к нему все плутоны мезоабиссальных гранитоидов так называемой Джугджуро-Становой орогенной магматической системы, протягивающейся от бассейна р. Олекма до Охотского побережья [320]. На территории листа распространение комплекса ограничено Удским вулcano-плутоническим ареалом, соответствующим юго-восточной окраине Преддзугджурского вулканического прогиба. В его составе выделяются породы трех фаз внедрения. Первая фаза представлена диоритами и габбродиоритами, распространенными незначительно, в основном в ксенолитах среди пород последующих фаз и единичных трещинных телах, не выражающихся в масштабе карты. Образования второй фазы составляют основной объем комплекса, третьей – распространены ограниченно в тесной связи с телами второй фазы.

Вторая фаза – гранодиориты и кварцевые диориты ($\gamma\delta K_1 u_2$) слагают Одоринский массив и несколько небольших интрузивов, приуроченных к зоне сочленения анортозитового Джугджурского массива и Преддзугджурского вулканического прогиба.

Одоринский массив изометричной в плане формы площадью около 460 км² обнажен в бассейне верхнего течения р. Одора. По гравиметрическим данным он интерпретируется как лакколит, корневая часть которого находится под центральной частью массива. Вмещающими для него являются метаморфиты джанинской серии, элгэтэйские субвулканические трахириолиты и анортозиты древнеджугджурского комплекса. В западной части массив перекрыт вулканитами мотаринской свиты, туфоконгломераты основания которой содержат валуны и гальки удских гранодиоритов, и интродуцирован гранодиоритами Биранджинского массива, принадлежащими к джугджурскому комплексу [465].

Массив сложен преимущественно биотит-роговообманковыми гранодиоритами, в различной степени катаклазированными, часто гнейсовидными. По мере приближения к контактам средне- до крупнозернистых гранодиориты постепенно сменяются порфириовидными кварцевыми диоритами, в эндоконтактных зонах переходящими в мелкозернистые диориты, содержащие ксенолиты гнейсов и анортозитов. Гнейсовидность и полосчатость

пород в ксенолитах обычно косо ориентирована по отношению к гнейсовидности гранитоидов. В гранодиоритах отмечаются также единичные четко ограниченные ксенолиты диоритов изометричной формы размером до первых километров в поперечнике, очевидно, представляющие собой останцы пород первой фазы комплекса. Гранодиориты в эндоконтакте с диоритами ксенолитов становятся мелкозернистыми или приобретают порфировидную структуру. Экзоконтактовые изменения выражены в интенсивной амфиболитизации, хлоритизации и эпидотизации анортозитов, перекристаллизации и биотитизации трахириолитов [449, 36].

Небольшие выходы гранодиоритов из-под покровов вулканитов магейского и мотаринского комплексов, закартированные в 5–15 км западнее границы Одоринского массива, очевидно, принадлежат к единому интрузиву. Они сложены однообразными массивными среднезернистыми биотит-роговообманковыми гранодиоритами или кварцевыми диоритами, нередко содержащими округлые и овальные шширообразные обособления, по составу отвечающие мелкозернистым и порфировидным диоритам и габбродиоритам первой фазы удского комплекса. Юго-западнее Одоринского массива, в бассейне р. Тунум, локализован небольшой (около 50 км²) интрузив, занимающий такое же структурное положение и имеющий такое же строение, что и Одоринский массив [465].

Гранодиориты имеют светло-серый или серый цвет со слабым розовым оттенком, гипидиоморфнозернистую, иногда такситовую структуру с заметной параллельной ориентировкой кристаллов и полосчатыми скоплениями темноцветных минералов, придающими породам гнейсовидный облик. Они состоят (%) из зонального плагиоклаза № 25–32 (40–65), пертитового калишпата (5–25), кварца (15–25), роговой обманки (3–7), зеленовато-коричневого биотита (5–8) и моноклинного пироксена (0–2). Акцессорные минералы – магнетит, апатит, сфен, циркон, ортит, пирит. В отличие от гранодиоритов лантарского комплекса, к которым удские гранодиориты очень близки по химическому составу, в их минеральном составе присутствуют пироксены и проявлена отчетливая зональность плагиоклазов.

Кварцевые диориты, в отличие от гранодиоритов, характеризуются порфировидной мелко-среднезернистой структурой, содержат (%) больше биотита (5–10), роговой обманки (6–15), более основной плагиоклаз – № 30–42, меньше кварца (10–20) и незначительное количество калишпата (редко до 5). В диоритах эндоконтактовых зон отсутствует калишпат, а содержание кварца лишь иногда достигает 5%.

Третья фаза – г р а н и т ы ($\gamma K_1 u_3$), слагающие два трещинных интрузива (8 и 24 км²) в западной экзоконтактовой зоне Одоринского массива и несколько малых (внемасштабных) штоков и даек среди гранодиоритов второй фазы. Контакты тел с породами второй фазы резкие, с узкими зонами закалки и порфировидными разностями среднезернистых гранитов в эндоконтакте [465].

Граниты – розовато-серые породы с гранитовой структурой. Они имеют обычный для гранитов состав с содержанием биотита 3–6% и иногда роговой обманки до 2%. В качестве акцессорных минералов присутствуют апатит и циркон.

Заслуживающих внимания проявлений полезных ископаемых, связанных с удскими гранитоидами, не установлено.

Возрастное положение удского комплекса определяется тем, что его интрузивы на прилегающей с юга территории [41] имеют рвущие контакты с нижнемеловой немуйканской свитой, а в верховье р. Правая Батомга сами перекрыты туфоконгломератами альбской магейской свиты. **К-Аг датировки** (по валовым пробам) габбро-диоритов первой фазы составляют 180 млн лет, гранодиоритов и кварцевых диоритов второй фазы – от 130 до 82 млн лет (8 определений), гранитов третьей фазы – от 99 до 68 млн лет (4 определения). Несмотря на некоторую противоречивость их значений, в целом они уверенно отражают относительную последовательность интрузивных фаз и в большинстве своем (7 определений) отвечают раннему мелу [465].

Уэмляхский комплекс гранодиоритовый на территории листа представлен первой фазой – гранодиориты, кварцевые диориты, монцодиориты ($\gamma\delta K_1 ut_1$). Они слагают Мурамнянский и Верхнемурамнянский массивы и несколько малых (внемасштабных) штоков и даек.

Мурамнянский массив площадью 70 км² обнажен на правом берегу нижнего течения р. Мурамня среди кембрийских, частично ордовикских отложений. Он имеет в плане овальную форму, слабо вытянутую в широтном направлении. Его восточный контакт субвертикальный, западный и северный круто наклонены в сторону вмещающих пород. По геофизическим данным, массив имеет форму, близкую к вертикальному штоку, расширяющемуся к северо-западу и погружающемуся на большую глубину [354]. Терригенные породы в экзоконтактовой зоне шириной 100–300 м превращены в кордиеритовые и биотитовые роговики, нередко содержащие рассеянную вкрапленность сульфидов. С севера, северо-востока и юга карбонатные породы мраморизованы в зоне шириной до 750 м и преобразованы в гранат-пироксеновые, магнетит-пироксеновые, гранат-магнетит-пироксеновые скарны.

Мурамнянский массив сложен роговообманково-биотитовыми среднезернистыми, иногда порфировидными гранодиоритами, которые в зоне эндоконтакта (0,3–1,0 км) постепенно сменяются мелкозернистыми разновидностями, а в северо-западной, восточной и северной частях – кварцевыми диоритами и монцодиоритами. В краевых частях массива породы насыщены округлыми, реже угловатыми шпирами (от 2 см² до 1 м²), по составу соответствующими мелкозернистым диоритам, иногда мелкозернистым амфиболовым биотитсодержащим габбро [370, 354].

Верхнемурамнянский массив площадью около 7,5 км² расположен в 25 км к северо-востоку от Мурамнянского, в междуречье Мурамня–Курум, где вмещается кембрийскими, ордовикскими и силурийскими отложениями. Он представляет собой трещинный интрузив, вытянутый в субмеридиональном направлении. Контакты массива слабоволнистые крутопадающие. Ширина ореола контактово метаморфизованных пород не превышает 350 м. Внутреннее строение массива и характер контактовых изменений в целом такие же, как и в Мурамнянском массиве [354].

Два штока (около 0,4 км² каждый) аналогичных гранодиоритов установлены на левобережье р. Ариавкан.

Дайки гранодиоритов, гранодиорит-порфиров, кварцевых диоритов и диорит-порфиров распространены в основном вокруг массивов. Протяженность их до 2,0 км, мощность – первые метры, простирание – северо-восточное и северо-западное. Среди гранодиоритов западной части Мурамнянского массива отмечаются также принадлежащие ко второй фазе уэмяхского комплекса дайки гранитов, гранит-порфиров протяженностью до 1 км, мощностью от первых метров до 300 м и маломощные (1–40 см) жилы аплитовидных гранитов, в центральных частях которых иногда отмечаются пегматиты [321].

К уэмяхскому комплексу условно отнесены также единичные непроtractные (до 300 м) дайки спессартитов, прорывающие гранодиориты южной эндоконтактовой части Мурамнянского массива, мончикитов и лампроитов, залегающие среди отложений юдомской и мурамнянской серий в бассейнах рек Алакит и Ариавкан и относившиеся при ГМК-200 к огонекскому комплексу [321].

Гранодиориты – светло-серые породы гипидиоморфнозернистой с элементами монцониновой структуры, состоящие (%) из плагиоклаза № 25–38 (40–55), калишпата (15–25), кварца (15–25), биотита (7–12) и роговой обманки (5–7). За счет вариаций содержаний породообразующих минералов: плагиоклаза до 60%, биотита и роговой обманки в сумме до 15%, кварца около 10% при отсутствии калишпата – гранодиориты переходят в кварцевые диориты. В монцодиоритах присутствует калишпат (до 10%), а количество кварца не превышает 3%. Акцессорные минералы во всех разновидностях пород представлены сфеном, апатитом, цирконом, магнетитом, рутилом, редко шпинелью, корундом и турмалином.

По химическому составу гранитоиды комплекса относятся к нормальному ряду калиево-натриевой серии, являются высоко- и весьма высокоглиноземистыми. В них установлены повышенные относительно кларка концентрации меди, свинца, молибдена, никеля, фосфора, стронция, скандия, фтора, хрома [321]. С ними связаны проявления вольфрама, молибдена, меди.

К-Аг датировки гранитоидов комплекса по валовым пробам (6 определений) отвечают интервалу 121–94 млн лет [370, 354]. По петрохимическим характеристикам и минерагенической специализации они соответствуют уэмяхскому комплексу в петротипической местности, где установлен их раннемеловой возраст [495]. Радиологический возраст даек лампроитов, определенный К-Аг методом, также отвечает раннему мелу – 115–119 млн лет [150].

ПОЗДНИЙ МЕЛ

Позднемеловые интрузивы выделены в Удско-Куйдусунском (джугджурский комплекс) и Учуро-Кет-Капском (дарьинский комплекс) вулcano-плутонических районах.

Джугджурский комплекс монцодиорит-граносиенит-лейкогранитовый распространен в основном в Предджугджурском вулcano-плутоническом

ареале, где он представлен полифазными батолитами площадью в сотни и тысячи квадратных километров и небольшими штокообразными телами. Редкие интрузивы площадью до 50 км² отмечаются в Удском вулcano-плутоническом ареале. Вмещающими для интрузивных тел комплекса являются различные образования – метаморфические и интрузивные породы архея, терригенно-карбонатные отложения и вулканиты от раннего протерозоя до ордовика, вулканические и интрузивные породы раннего и позднего мела. В становлении комплекса выделены три фазы, представленные породами нормального и умереннощелочного рядов, с подавляющим развитием гранитоидов второй фазы. Субщелочные граниты, субщелочные лейкограниты и граниты третьей фазы некоторыми предшественниками выделялись в самостоятельный этанджинский интрузивный комплекс субщелочных гранитов и разделялись в свою очередь на три фазы, но оснований для выделения их в самостоятельный комплекс оказалось недостаточно [320].

Породы всех фаз характеризуются высокой магнитной восприимчивостью, обусловленной повышенным содержанием магнетита, что является одной из характерных особенностей комплекса [465, 7, 132].

В эзоконтактовых зонах интрузивных тел комплекса установлены широкие поля ороговикованных, скарнированных пород и скарнов, которые несут полиметаллическую и золотую минерализацию.

Первая фаза – диориты, кварцевые диориты, монцодиориты (δK_2d_1); габбродиориты, габбро (νd) не имеют широкого распространения и образуют небольшие (5–10, редко до 20 км²) штоки, трещинные и силлообразные тела, закартированные в основном в бассейнах рек Челасин и Комуи. Чаще они находятся в краевых частях и останцах кровли интрузий второй фазы.

Габбродиориты и габбро, по составу иногда приближающиеся к горнблендитам, в краевых и апикальных частях интрузивных тел часто фациально сменяются мелкозернистыми и порфирированными диоритами и кварцевыми диоритами. Они насыщены ксенолитами вмещающих пород, практически всегда превращенных в теньевые роговики и шшироподобные скопления темноцветных минералов [111, 132].

Габброиды представляют собой массивные темно-серые, часто с зеленым оттенком породы, обычно среднезернистые, реже крупнозернистые до гигантозернистых. Изредка встречаются разности с такситовой текстурой. Структура призматическзернистая, габбровая, гипидиоморфнозернистая, нередко с участками сидеронитовой. Состоят они в основном из роговой обманки, развивающейся по пироксенам, плагиоклаза и магнетита, количества которых варьируют в широких пределах. В наиболее меланократовых разностях содержание темноцветных минералов достигает 80%. Роговая обманка обычно бурая или зеленовато-бурая, с реликтами моноклинного пироксена, замещается хлоритом и актинолитом. Плагиоклазы по составу варьируют от лабрадора до андезина. Рудные минералы представлены магнетитом и титаномагнетитом, количество которых иногда достигает 20%. В этих случаях габбро приобретают сидеронитовую структуру. Габбродиориты отличаются от габбро присутствием кварц-калцишпатовых гранофировых сростков в интерстициях (до 5%) и более кислым плагиоклазом.

Диориты с фациальными переходами в кварцевые диориты и монцодиориты отличаются серым цветом, часто с сиреневым и розовым оттенками, гипидиоморфнозернистой с элементами монцонитовой структурой. В их составе (%) наряду с плагиоклазом (35–60) и роговой обманкой (5–15) присутствуют кварц (3–12) и калишпат (15–30), обычно находящиеся в микропегматитовых сростках, а также авгит (3–10). Акцессорные минералы – циркон, апатит, магнетит, титаномагнетит, ортит, сфен [465, 7, 132, 81 и др.].

Вторая фаза – гранодиориты, граносиениты, граниты ($\gamma\delta K_2d_2$); монцониты, кварцевые монцониты, кварцевые сиениты (μ). Наиболее распространены в составе комплекса гранодиориты. Ими сложены большие части таких массивов как Прибрежный, Аркайский, Меньгунский, Джагдинский и другие более мелкие интрузивы (рис. 2).

Наиболее крупным является *Прибрежный батолит*, имеющий общую площадь выхода более 6 тыс. км². На территорию листа приходится лишь его южное окончание, известное у разных авторов под названиями Этанджинский, Улкано-Танчинский или Турманджинский массивы. Батолит имеет сложную с многочисленными заливами и апофизами форму и вытянут в северо-восточном направлении субпараллельно простиранию основных дизъюнктивных структур района. Многочисленные провисы кровли интрузива, сложенные гибридными породами, распространены в виде цепочек, также отражающих северо-восточное простирание структур вмещающих образований. По гравиметрическим данным, корни батолита приходятся на междуречье Танчи–Улкан [132].

Основная роль в составе батолита принадлежит крупно- и среднезернистым гранодиоритам. В его краевых частях гранодиориты приобретают порфиоровидный облик и фациально переходят в кварцевые монцониты, кварцевые диориты, граносиениты, монцониты, кварцевые сиениты, а в апикальных прикровельных частях – в граниты. Фациальные взаимопереходы гранодиоритов в граносиениты и граниты без каких-либо закономерностей нередко отмечаются и во внутренних частях массива. В зоне эндоконтакта с вулканитами среднего состава широким развитием пользуются кварцевые диориты и кварцевые монцониты, на контакте с трахириолитами магейской свиты – мелкозернистые и порфиоровидные граносиениты, сиениты и кварцевые сиениты [132, 465].

Подобное внутреннее строение присуще и другим существенно гранодиоритовым массивам второй фазы [111, 465].

Небольшие интрузивы (Бераньинский и Верхнеиникачанский), расположенные в междуречье Левый Немуйкан–Иникачан, сложены преимущественно монцонитами и кварцевыми сиенитами и, по данным Л. Р. Переверзева [354], вероятно, являются апикальными частями единого не вскрытого эрозией крупного гранитоидного тела.

Гранодиориты представляют собой однообразные крупно- и среднезернистые массивные, реже порфиоровидные породы серого, иногда розовато-серого или розового цвета с хорошо различимыми крупными кристаллами

белого или светло-серого плагиоклаза состава (%) олигоклаз–андезин (40–50), розового калиевого полевого шпата (12–30), биотита (6–15), роговой обманки (1–10), пироксенов (2–8); кварц (15–20), часто светло-дымчатого и серого цвета, образует обычно скопления мелких кристаллов. Структура пород гипидиоморфнозернистая, нередко с участками монцонитовой, в более кислых разностях – гранитовая с участками гранулитовой и гранофировой. Граносиениты, в отличие от гранодиоритов, содержат повышенное количество калишпата (до 50–60%) и меньше кварца (до 15%). В гранитах, при почти равных содержаниях калишпата и плагиоклаза, количество темноцветных минералов не превышает 10%. Иногда в их порфировидных разностях наблюдаются миароловые пустоты, инкрустированные кристалликами темного кварца.

Эндоконтактовые разновидности – кварцевые монцониты, кварцевые сиениты, сиениты, монцониты обладают более темной окраской за счет увеличения количества темноцветных минералов (до 25%). Кварц в них макроскопически не различим. Достаточно высокие содержания розового калиевого полевого шпата, соответствующие той или иной разновидности пород, определяют их сиреневый оттенок [132, 111].

Акцессорные минералы однотипны для всех разновидностей пород – сфен, магнетит, титаномagnetит, ильменит, циркон, монацит, апатит, иногда ортит, ураноторит, рутил, редко пирит, галенит, халькопирит, молибденит [81]. Сфен – весьма характерный акцессорный минерал для этих пород. Он часто образует крупные (до 2–3 мм) коричневые конверто- и клиновидные кристаллы.

Третья фаза – субщелочные лейкограниты, субщелочные граниты ($\epsilon\gamma K_2d_3$); граниты (γ), слагающие изометричные в плане интрузивы, штоки и дайки различных размеров, в основном тяготеют к полям выходов пород второй фазы комплекса. Наиболее крупные тела их находятся в составе Меньигунского, Джагдинского и Прибрежного массивов. Отдельные штоки гранитов размещаются среди пород Джугджурского габброанортозитового массива. Небольшой гранитоидный интрузив выявлен в центральной части Урахаинской вулканоплутонической структуры в истоках рек Ингили и Улак среди вулканитов тунумской свиты.

Субщелочные лейкограниты, субщелочные граниты и граниты – средне- и крупнозернистые породы, обладающие розовым и серовато-розовым цветом, часто с характерным лиловым оттенком. В небольших телах и штоках, а также в эндоконтактах более крупных тел они мелкозернистые, порфировидные, порфиновые или аплитовидные, часто пегматитоподобные. Состоят (%) гранитоиды из грубопертитового сильнопелитизированного калишпата (45–70), идиоморфных округлых зерен темно-серого или дымчатого кварца (30–40), незначительного количества белого или желтоватого плагиоклаза (10–20, в субщелочных лейкогранитах до 10) и плеохроирующего в красно-коричневых тонах биотита (1–7); в субщелочных гранитах присутствует роговая обманка. Структура пород гранитовая, участками гранофировая и микропегматитовая. Акцессорные минералы – магнетит, сфен, апатит, циркон, цитролит, ортит, сфалерит, пирит, молибденит.

В экзоконтактовых зонах интрузивных тел комплекса сформировались широкие поля ороговикованных, скарнированных пород и скарнов, с которыми связаны полиметаллическая и золотая минерализации.

Породы второй и третьей фаз джугджурского комплекса по особенностям химического состава подразделяются на две группы: нормального–щелочного ряда с преобладанием натрия над калием и субщелочного–щелочного ряда с преобладанием калия над натрием. От близких по составу гранитоидов удского комплекса они отличаются повышенной щелочностью, пониженной магниезальностью и более высокой железистостью.

По петрохимическим характеристикам и металлогенической специализации гранитоиды комплекса близки к позднемеловым вулканитам Предджугджурского вулканического прогиба. Те и другие нередко рассматриваются как члены одной вулкано-плутонической ассоциации [320], с которой связаны проявления и пункты минерализации меди, полиметаллических руд, золота, серебра, вольфрама и молибдена [132, 111, 465].

Интрузиями джугджурского комплекса прорваны вулканиты альбской магейской и позднемеловых мотаринской и тунумской свит. Результаты определений К-Аг возраста пород по валовым пробам противоречивы. Для пород первой фазы они соответствуют интервалу 106–55 млн лет, для пород второй фазы – 124–39 млн лет, для гранитов третьей фазы – 91–66 млн лет [465].

Результаты петрографических, петрохимических, радиогеохронологических и геохимических исследований позволяют допустить, что в состав джугджурского комплекса в современном его объеме могли быть ошибочно включены более поздние магматические образования повышенной щелочности, с которыми и связаны золотая и молибденовая минерализации. Некоторые исследователи (Ф. В. Каминский, М. А. Шлоснер, 1972 г.; В. И. Кричивец, И. М. Фердман, 1977 г.) выделяли их в составе этанджинского интрузивного комплекса субщелочных гранитов [320].

Дарьинский комплекс щелочных сиенитов объединяет малые интрузивные тела, дайки и жилы пород щелочного ряда, содержащие щелочные минералы – нефелин, лейцит, мелилит, эгирин и др. Большинство предшественников [479, 246, 464 и др.] эти образования вместе с кет-капскими относились к алданскому комплексу, хотя ранее они уже были вычленены из состава последнего и описаны в качестве дарьинского комплекса [27].

Щелочные и фельдшпатоидные сиениты ($E\tilde{X}K_2dr$), слагающие малые тела, штоки и дайки, достоверно установлены лишь вблизи Бокурского, Буорского, Юньского интрузивов кет-капского комплекса и в пределах массива Кондёр. Возможно, они распространены и на других участках Кет-Капского вулкано-плутонического ареала, где пока не были откартированы.

Два относительно крупных штока (около 2 и 3 км²) и несколько малых тел неустановленной морфологии выявлены среди рифейских, вендских и кембрийских образований в верховьях левого притока р. Ярмарка-Хапчана и руч. Тас в осевой части хр. Кет-Кап. Они сложены щелочными и фациально связанными с ними фельдшпатоидными (эгирин-авгитовыми, нефелин-анальцимовыми) сиенитами и их разновидностями (шонкинитами,

малиньитами). В узких краевых частях штоков присутствуют сиениты, граносиениты и анальцимовые монцониты. В экзоконтактовых зонах вмещающие карбонатные породы преобразованы в скарны с характерными флюоритовой, магнетит-сульфидной и жильной магнетитовой минерализациями [88, 284].

Дайками и жилами пород дарьинского комплекса прорваны кварцевые сиениты и кварцевые монцониты второй и третьей фаз кет-капского комплекса в Юньском интрузиве, клинопироксениты и дуниты кондерского комплекса в массиве Кондер. Протяженность даек редко достигает 50 м, мощность колеблется от нескольких сантиметров до 8 м, контакты резкие крутопадающие (60–90°). Среди дайковых и жильных пород различаются щелочные и фельдшпатоидные сиениты и щелочные граниты [197, 246]. В пределах Бокурского интрузива отмечаются редкие дайки бостонитов [284].

Щелочные и фельдшпатоидные сиениты имеют характерный светлосерый с зеленоватыми или голубоватыми оттенками цвет и порфировидное от мелко- до крупнозернистого, а в пределах массива Кондер, за счет кристаллов (до 20–30 см) арфведсонита и лампрофиллита, – до гигантозернистого сложение [246].

Для щелочных сиенитов характерна трахитоидная текстура, гипидиоморфнозернистая и пойкилитовая структуры. Они состоят из калишпата и альбита (80–95%) с очень изменчивыми соотношениями, обуславливающими существенно калишпатовые или альбитовые разности. Темноцветные минералы представлены эгирином и арфведсонитом (5–15%), иногда лампрофиллитом, биотитом и эвдиалитом (до 2–5%). В эндоконтактовых зонах даек щелочные сиениты обычно обогащены эгирином.

Фельдшпатоидные сиениты отличаются полосчатой текстурой и наличием нефелина (20–30%), реже лейцита. Полосчатость обусловлена неравномерным распределением темноцветных минералов – эгирина (до 30%) и арфведсонита (до 5%). Светлые участки иногда почти на 80% сложены нефелином и эгирином и по составу отвечают ийолитам. В зависимости от вариаций содержаний главных породообразующих минералов и по присутствию лейцита, арфведсонита, биотита, гастингсита, меланита, лампрофиллита (в сумме до 5–30%) выделяются все петрографические разновидности нефелиновых и нефелинсодержащих сиенитов, которые слагают как зоны и локальные участки в дайках, так и самостоятельные монопородные тела. Акцессорные минералы (до 5%) представлены апатитом, сфеном, цирконом, титаномагнетитом, ильменитом, галенитом, халькопиритом, анатазом, шеелитом, рутилом, торитом и «экзотическими» – пектолитом, хаттонитом, мурманитом, рамзаитом, лопаритом. Вторичные изменения проявлены незначительно.

Щелочные граниты, слагающие только дайки и жилы, – светло-серые розоватые породы с гипидиоморфнозернистой структурой и неяснополосчатой текстурой. Они сложены (%) кварцем (30–40), калишпатом-пертитом (20–40), альбитом (10–20), эгирином (1–10), арфведсонитом (5–11). Соотношение альбита и пертита колеблется в широких пределах, причем в альбитовых разностях преобладает арфведсонит, а в пертитовых – эгирин.

По химическому составу породы комплекса соответствуют калиевой серии щелочного ряда. Широкие вариации содержаний кремнезема (45–69 %) и суммы щелочей (5–16,3 %) отражают фаціальную изменчивость петрографического состава интрузивных тел и неравномерное распределение в них породообразующих минералов [246].

Е. П. Миронюк [27] считал описанные образования коагматами вулканитов бокурского комплекса. При анализе первичных геологических материалов [284, 246 и др.] установлено, что дайки и жилы дарьинских щелочных сиенитов имеют рвущие контакты с монцонитами и кварцевыми сиенитами второй и третьей фаз кет-капского комплекса. К-Аг датировки минералов щелочных пород немногочисленны (5 определений) и не выходят за пределы 98–70 млн лет [246]. На основании этих данных возраст дарьинского комплекса принят позднемеловым.

МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Региональный метаморфизм. Региональный прогрессивный метаморфизм и ультраметаморфизм проявлены на территории листа в архее. В Южно-Алданской системе блоков Алдано-Станового щита выделяются два этапа гранулитового метаморфизма в раннем и позднем архее, в Батомгском, Кондерском, Ингилийском выступах – один раннеархейский этап амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций.

К первому этапу метаморфизма гранулитовой фации принадлежат образования тырканской серии в одноименном блоке Южно-Алданской системы и джанинской серии в Становой системе. Для них характерны высокотемпературные парагенезисы минералов. В высокоглиноземистых гнейсах (гранатовых, гранат-силлиманитовых, гранат-кордиеритовых, биотит-гранатовых, силлиманит-биотитовых) таковыми являются: гранат + биотит + силлиманит + кордиерит + плагиоклаз + кварц + калишпат; гранат + силлиманит + кордиерит + плагиоклаз + кварц; гранат + гиперстен + биотит + силлиманит + кварц + плагиоклаз; силлиманит + биотит-кварц + плагиоклаз; гранат + гиперстен + кордиерит + плагиоклаз + кварц. В большинстве перечисленных ассоциаций присутствует графит. Гранат в основном пироп-альмандиновый с содержанием 64–72% альмандиновой, 27–35% пироповой, 2–5% гроссуляровой, 0,8–1,1% спессартитовой составляющих [148].

В пироксеновых и пироксен-роговообманковых гнейсах и кристаллосланцах наиболее распространены парагенезисы: гиперстен + клинопироксен + плагиоклаз + кварц + калишпат; гиперстен + плагиоклаз; гранат + гиперстен + роговая обманка + плагиоклаз; гранат + гиперстен + плагиоклаз + кварц + калишпат.

Характерной чертой гранулитовых пород является плеохроизм биотита в ярких красновато-коричневых тонах, роговой обманки – в коричневых. Преобладание гиперстена в различных комбинациях с гранатом, силлиманитом, кордиеритом определяет принадлежность пород тырканской серии к пироксен-гранулитовой субфации гранулитовой фации метаморфизма в условиях высоких температур (825–950 °С) и давлений (8–11 кбар) [127].

С метаморфитами тырканской серии тесно связаны ультраметабазитные эндербиты, чарнокиты, граниты и плагиограниты древнеалданского комплекса, в которых минеральные ассоциации такие же, что и во вмещающих их гнейсах и кристаллосланцах (см. главу «Интрузивный магматизм»).

Со вторым (позднеархейским) этапом гранулитового метаморфизма связаны образования хайканской, нючинской и луриканской серий и нюкелинского ультраметаморфического комплекса. Минеральные ассоциации в породах перечисленных серий такие же, что и в метаморфитах тырканской серии. Нюкелинские гранитоиды (гнейсовидные гиперстеновые граниты, лейкограниты, плагиограниты, гранодиориты) практически не отличимы от одноименных пород древнеалданского комплекса.

Это обстоятельство ставит под сомнение правомерность разделения гранулитовых метаморфических образований Южно-Алданской системы блоков на рассматриваемой территории на ранне- и позднеархейские, принятого Четвертым ДВ МРСС [117]. Оно не подкреплено радиогеохронологическими датировками и надежными данными о структурных соотношениях тырканской серии с другими сериями Тырканского блока. Скорее всего, в Тырканском и Луриканском блоках распространен единый, вероятно, раннеархейский гранулитовый мигматит-гранито-гнейсо-кристаллосланцевый комплекс, как это считалось на этапе ГСР-200 и было отражено на Госгеолкарте-1000/2 листа О-52, (53) – Томмот [27].

Раннеархейский прогрессивный метаморфизм амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций характерен для образований батомгской серии. Типоморфные минералы пород серии образуют равновесные ассоциации без признаков реакционных соотношений, которые могли бы служить основанием для вывода о широком проявлении на Батомгском выступе процессов диафореза амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций по гранулитовым породам.

Гнейсы и кристаллосланцы батомгской серии характеризуются следующими минеральными ассоциациями: плагиоклаз + кварц + биотит; плагиоклаз + кварц + биотит + мусковит + силлиманит; плагиоклаз + кварц + гранат + биотит; плагиоклаз + кварц + клинопироксен; плагиоклаз + роговая обманка; плагиоклаз + клинопироксен + роговая обманка; плагиоклаз + клинопироксен. Во всех ассоциациях присутствует равновесный эпидот, в большинстве из них – калишпат, в некоторых – скаполит. Биотит и роговая обманка, в отличие от таковых в гранулитовых породах, плеохроируют в зеленовато- и бледно-коричневых тонах. Гранат отличается повышенным содержанием гроссуляра.

Метаморфиты батомгской серии по минеральным ассоциациям полностью соответствуют породам раннеархейского станового комплекса Джугджуро-Становой зоны, в частности удско-майской серии на соседней с юга территории. По данным И. В. Козыревой и др. [41], формирование удско-майских метаморфитов происходило при температуре 620 °С и давлении 5,5–8,5 кбар, т. е. в условиях, соответствующих среднетемпературным субфациям амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций.

А. Ф. Петров [27] приводит данные о наличии в породах нижней части разреза батомгской серии (в утукачанской свите) в бассейне р. Маймакан гиперстена, свидетельствующего, по его мнению, о первоначальном метаморфизме их в гранулитовой фации и широком проявлении здесь высокотемпературного ретрометаморфизма. В процессе ГГС-50 в бассейне р. Маймакан [464] эти данные не подтвердились. Выяснилось, что в разрез

утукачанской свиты были ошибочно включены тела гнейсовидных двупироксеновых гранодиоритов джагдаканского и рассланцованных ультрамафитов утукачанского комплексов.

Диафторез. В южной части Тырканского блока (верховье рек Большой Тыркан, Учур, Уян) породы тырканской и хайканской серий неравномерно диафторированы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Диафторез проявлен в прерывистых зонах шириной до 15 км близширотного и северо-западного простирания и связан с прогрессивным метаморфизмом станового комплекса в расположенной южнее Джугджуро-Становой зоне. В диафторитах наблюдается следующий парагенезис минералов: биотит + актинолит + основной плагиоклаз + клинопироксен + кварц + эпидот + кордиерит, замещающий гранат [256].

Дислокационный метаморфизм. Предположительно раннепротерозойский дислокационный метаморфизм проявлен локально вдоль разломов древнего заложения (Хайканского, Луриканского, Лартанского, Чумиканского и др.). Бластомилонитизации подвергнуты гнейсы, кристаллосланцы и ультраметагенные граниты Тырканского, Луриканского блоков и Батомгского выступа. Они превращены в сланцы с типично зеленосланцевым парагенезисом минералов. Так, в наиболее крупном выходе бластомилонитов шириной 2–9 км и протяженностью 45 км в зоне долгоживущего Чумиканского разлома, выделенных в *чумиканский комплекс бластомилонитов* ($bmPR_1^1st$), наблюдаются слюдяные (кварц-альбит-двуслюдяные), актинолитовые (хлорит-альбит-эпидот-актинолитовые, хлорит-альбит-актинолитовые), тремолит-карбонатные (биотит-эпидот-тремолит-карбонатные) сланцы, разлистываемые мраморы и микрозернистые кварциты [464].

Более поздний (раннерифейский) объемный дислокационный метаморфизм проявлен в Билякчанской системе блоков. В многочисленных сближенных зонах разломов вулканогенно-осадочные и интрузивные образования раннего протерозоя и терригенно-карбонатные – раннего рифея превращены в слюдяные и зеленые сланцы с типичными зеленосланцевыми парагенезисами минералов.

Метасоматические образования. Наиболее раннее (после формирования ультраметагенных гранитов) проявление метасоматоза связано со становлением интрузий субщелочных гранитов и лейкогранитов позднеархейского идиомского комплекса. Во вмещающих их гнейсах и кристаллосланцах развиваются порфиробласты (до 1 см по длинной оси) микроклина и округлые (до 0,3 см в поперечнике) выделения опаловидного кварца светло-сиреневого и голубого цвета. Встречаются субсогласные с вмещающими породами и не имеющие с ними четких границ зоны кварц-микроклиновых метасоматитов шириной в десятки метров и протяженностью в первые километры и многочисленные жилы (до 3,5 м) и прожилки пегматоидного облика, несущие ториевую и редкоземельную минерализацию.

В раннепротерозойских бластомилонитах чумиканского комплекса метасоматоз проявлен в развитии новообразований альбита и кварца.

В южной части территории, в пределах Улканского терригенно-вулканогенного прогиба и по его обрамлению, широко проявлены гидротермально-метасоматические преобразования двух этапов – раннепротерозойского

постмагматического в связи с улканскими щелочными гранитами и раннерифейского, не обнаруживающего связи с интрузивными образованиями [45].

Постмагматический метасоматоз в гранитоидах улканского комплекса проявился в три стадии. Ранняя из них имеет сплошной характер и выражена альбитизацией и калишпатизацией пород, следующая проявлена в тектонически ослабленных зонах мощностью от 1–10 до 100–250 м и протяженностью от 10–50 м до 1,5 км в виде микроклинизации, альбитизации, гематитизации и грейзенизации гранитов. Завершающая стадия приурочена к локальным зонам трещиноватости разных направлений. С нею связаны гидротермально-метасоматические жильные образования: гематит (магнетит)–альбит–кварцевые, гематит–флюорит–кварцевые, микроклин–кварцевые, гематит–апатит–кварц–альбитовые, с которыми в свою очередь связана высокоперспективная бериллиевая, редкоземельная, тантал-ниобиевая и урановая минерализация.

Раннерифейские метасоматиты и гидротермалиты трассируют и «залечивают» тектонически ослабленные зоны преимущественно близширотного и северо-западного простирания. Они наложены на гранитоиды улканского и габброиды гекунданского комплексов, терригенные породы топориканской, вулканиты улканчанской и элгэтэйской свит, базальтоиды и песчаники уянской серии. Гидротермально-метасоматический метаморфизм был многоактным. Ранний проявился в широком развитии аргиллизитов каолинит-гидрослюдистого и кварц-гидрослюдистого состава, штоко- и линзовиднообразных кварц-альбит-апатитовых тел, имеющих Pb-Pb и U-Pb возраст 1250–1196 млн лет [39]; более поздний – локально и представлен адуляр-кварцевыми, серицит-гидрослюдисто-кварцевыми, кварцевыми, гематит-кварцевыми метасоматитами в зонах прожилково-метасоматического окварцевания и штокверках. Завершают гидротермально-метасоматический процесс флюорит-кварцевые и карбонат-флюорит-кварцевые образования, слагающие зоны и жильные тела. С кварц-альбит-апатитовыми метасоматитами связано урановое и редкоземельное оруденение, аргиллизитами – уран-молибденовое, с прожилковыми зонами флюорит-кварцевого состава – флюорит-бериллиевое.

В меловых вулканитах Преддзугджурского ВПР широко проявлена аргиллизация, пропилитизация и гидротермально-метасоматическое окварцевание, обусловившие его золоторудную специализацию.

ТЕКТОНИКА

Территория листа охватывает части различных по тектонической природе региональных структур: Сибирской платформы, Верхояно-Колымской складчатой системы и Охотско-Чукотской вулканоплутонической области.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

На территории листа находится юго-восточная окраина платформы. В качестве ее главных структур здесь выделяются выступы раннедокембрийского кристаллического фундамента – восточная часть Алдано-Станового щита и Батомгский выступ, раннепротерозойские Верхнеучурская вулканоплутоническая зона и Улканский терригенно-вулканогенный прогиб, позднепротерозойские–среднепалеозойские Аяно-Шевлинский перикратонный прогиб и Учуро-Майская плита, раннемезозойская Вилуйская синеклиза.

Алдано-Становой щит на территории листа включает в себя тектонические блоки Южно-Алданской (Тырканский и Луриканский) и Становой (Джанинский, Джугджурский, Кирано-Лавлинский) систем блоков [436].

Тырканский блок расположен в юго-западной части территории. Его главной структурой является сложнопостроенная куполовидная Тырканская антиклиналь (Уянский свод, по материалам [149]), ось которой от верховья р. Ляльма до р. Уян имеет близширотное, а от р. Уян до устья р. Тыркан северо-западное простирание. Свод антиклинали, занимающий бассейны средних и верхних течений рек Уян и Хайкан, сложен гранулитовыми гнейсовой и кристаллосланцевой формациями раннеархейской тырканской серии, северо-восточное и юго-западное крылья – такими же формациями позднеархейских хайканской и нючинской серий. Признаков структурного несогласия между ранне- и позднеархейскими образованиями в районе не выявлено.

Многочисленными, в основном субсогласными с залеганием архейских пород близширотными и северо-западными разломами антиклиналь разбита на тектонические пластины, в которых фрагментарно или полностью распознаются линейные асимметричные складки шириной от 1,5 до 20 км и протяженностью 15–60 км с крутизной крыльев 30–80°, распространенные в основном в бассейне нижнего течения р. Тыркан и в междуречьях Хайкан–Уян и Уян–Учур. Наиболее крупными из них являются Холболоохская и Сютюкянская синклинали. В западной части Тырканской

антиклинали, в бассейне р. Тыркан, среди осложняющих ее крылья складок преобладают близкие к брахиформным синклинали и антиклинали с падением крыльев под углами 10–40°.

К ядрам антиклинальных складок приурочены пластовые тела метагаббро идиома-тырканского, гранитов и плагиогранитов нюкелинского комплексов.

С северо-востока к Тырканскому примыкает Луриканский блок, граничащий с ним по Хайканскому и Луриканскому разломам и сложенный преимущественно гнейсовой формацией луриканской серии. В нем преобладают крутые линейные, часто запрокинутые на юго-запад складки шириной 5–10 км. В строении складок участвуют многочисленные пластовые тела гранитов нюкелинского комплекса.

Блоки Становой системы сложены в основном интрузивными образованиями разного возраста.

В Джанинском блоке, отделенном от Тырканского близширотным Южно-Учурским разломом, развиты анортозиты раннеархейского древнеджугджурского и субщелочные лейкограниты раннепротерозойского улканского комплексов. Последние образуют Южно-Учурский трещинный массив широтной ориентировки протяженностью более 100 км при ширине от 4 до 12 км.

Джугджурский блок на северо-западе перекрыт вулканитами и прорван интрузиями гранитоидов мелового Предджугджурского вулcano-плутонического ареала, на юго-востоке по Джугджурскому разлому граничит с Кирано-Лавлинским блоком. В нем распространены анортозиты Лантарской части Джугджурского массива, и лишь на северо-востоке, на левобережье р. Алдома, обнажаются метаморфиты гнейсовой и кристаллосланцевой формаций раннеархейской джанинской серии. Они смяты в крутые линейные складки северо-восточного простирания, осложненные наложенной складчатостью, характерной для гранулитовых блоков Становой системы [41].

Кирано-Лавлинский блок, расположенный в крайней юго-восточной части территории, ограничен Джугджурским и Прибрежным разломами. Он сложен образованиями гранодиорит-диоритовой формации раннеархейского токско-алгаминского комплекса, перекрытыми венд-девонскими отложениями Аяно-Шевлинского прогиба. В кварцевых диоритах комплекса отмечаются линзы и пластообразные останцы гнейсов нижнеархейской кирано-лавлинской серии. Гнейсовидность в кварцевых диоритах и метаморфическая полосчатость в гнейсах совпадают и имеют устойчивое падение на северо-запад под углами 30–60°.

К *Батомгскому выступу* принято относить крупный (около 13 000 км²) выход раннедокембрийских метаморфических и интрузивных образований в бассейнах рек Батомга, Маймакан и Немуйкан [436]. Этот выход принадлежит к обширному сводовому Омнинско-Батомгскому поднятию фундамента [143], частично перекрытому маломощным чехлом рифейских отложений. Более мелкие выходы раннедокембрийских образований площадью от 50 до 800 км² прослеживаются далеко на запад и северо-запад от Батомгского выступа в бассейны рек Большой Аим, Одола, Омня, Томптокан.

Батомгский выступ сложен метаморфитами амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций и конкордантными с ними интрузиями габброидов утукачанского, кварцевых диоритов джагдаканского, гранитов и плагиогранитов хоюндиного комплексов. От Алдано-Станового щита он отделен Улканским прогибом и Учурской зоной впадин, выполненных нижнерифейскими терригенными отложениями чехла Сибирской платформы. Главной структурой его является Утукачанская куполовидная антиклиналь, ось которой на интервале от р. Учур до среднего течения р. Маймакан имеет близширотное простирание, а далее, до нижнего течения р. Батомга, северо-восточное. Обширный свод антиклинали, занимающий юго-западную часть выступа, образован гнейсами в основном нижней подсерии батомгской серии. Строение его сложное и характеризуется развитием мелких (шириной до первых километров) асимметричных складок субширотного простирания в юго-западной и близмеридионального – в восточной и северной частях свода с наклоном крыльев 60–80°. Крылья их осложнены более мелкими складками течения и волочения [90, 143]. Шарниры складок относительно круто погружаются в северо-восточном направлении, а периклинальное замыкание свода имеет в плане фестончатый рисунок. Крылья антиклинали, сложенные в основном метаморфитами верхней подсерии батомгской серии, имеют более простое строение. Преобладают широкие асимметричные линейные синклиналильные складки с углами падения крыльев 40–60°, редко достигая 70–80°, разделенные более узкими антиклиналями. Мелкие складчатые формы встречаются редко.

В восточном околокупольном пространстве на правом берегу р. Батомга развиты в основном широкие близкие к брахиформным складки с углами падения крыльев 20–40, редко до 80°. Их оси изогнуты, шарниры воздымаются в юго-западном направлении. К сводам таких антиклиналей приурочены крупные конкордантные интрузии кварцевых диоритов джагдаканского и плагиогранитов хоюндиного комплексов.

В мелких выступах кристаллического фундамента на Омнинско-Батомгском поднятии наблюдается в основном моноклиналиное залегание архейских метаморфитов с падением кристаллизационной сланцеватости на запад, северо-запад и север под углами 30–80°.

Уникальным по своей морфологии является *Кондерский выступ*, расположенный в верховье р. Кондер и имеющий в плане форму правильного круга. С рифейскими отложениями чехла он граничит по дуговым разломам, местами «залеченных» интрузиями раннемеловых кварцевых монцонитов кет-капского комплекса. Центр его занят вертикальным штоком ультрамафитов и мафитов раннепротерозойского кондерского комплекса, обрамленным неширокой прерывистой полосой метаморфитов батомгской серии, имеющих центриклиналиное падение под углами 50–70° [246].

Центральная часть *Ингилийского выступа* занята интрузиями щелочных пород с карбонатитами позднерифейского ингилийского комплекса. Вмещающие их кристаллические породы архея имеют моноклиналиное падение в юго-восточном направлении под углами 60–75°.

Улканский терригенно-вулканогенный прогиб, сложенный в основном нижнепротерозойскими вулканитами основного и кислого субщелочного

состава соответственно улкачанского и элгэтэйского комплексов, в меньшей мере – кварцевыми песчаниками топориканской свиты, расположен в южной части территории листа. В гравитационном поле ему соответствует сложнопостроенный минимум силы тяжести. Западное и южное ограничение его тектонические. На Улкано-Учурском междуречье прогиб перекрыт нижнерифейскими отложениями чехла, на востоке в бассейнах рек Нагим и Магей – меловыми вулканитами Преддзугджурского прогиба. По тектонической природе он представляет собой промежуточный комплекс платформы.

В структуре прогиба, представляющего собой раннепротерозойский структурный этаж Сибирской платформы, выделяются два подэтажа. Нижний подэтаж сложен песчаниками топориканской свиты. Свита с угловым несогласием залегает на выветрелых породах кристаллического фундамента. В северной части прогиба она полого ($5-10^\circ$), а в западной и южной частях более круто (до 25°) падает к его центру. В состав подэтажа входят трещинные интрузии лейкогаббро-габбровой формации гекунданского комплекса.

Верхний подэтаж образован трахибазальт-трахидацит-трахириолитовой формацией улкачанского и элгэтэйского комплексов. Улкачанские трахибазальты с угловым несогласием залегают на коре выветривания по метаморфитам фундамента и на топориканской свите. В краевых частях прогиба потоки вулканитов под углами $20-30^\circ$ падают к его центру, в центральной приобретают близгоризонтальное залегание. Мощность терригенно-вулканогенного выполнения прогиба достигает 3000 м [45].

Прогиб осложнен вулcano-тектоническими структурами депрессионного и купольного типов диаметром от 5 до 25 км, ограниченными крутыми дугвыми разломами с амплитудой вертикального смещения от 200 до 750 м. Интрузии щелочно-гранитоидной формации улканского комплекса, широко распространенные в Улканском прогибе и по его обрамлению, имеют форму штоков, трещинных и пологозалегающих субпластовых тел.

Ареалы распространения в основном немасштабных интрузий габброидов гекунданского и гранитоидов улканского комплексов, в меньшей мере остатков покровов вулканитов элгэтэйской свиты охватывают значительные территории в пределах Батомгского выступа, Тырканского и Джанинского блоков. Совместно с Улканским прогибом они объединены в Верхнеучурскую вулcano-плутоническую зону.

Аяно-Шевлинский перикратонный прогиб занимает крайнюю юго-восточную часть территории, целиком находясь в пределах Кирано-Лавлинского блока. Он сложен осадочными образованиями венда–позднего девона суммарной мощностью около 5700 м. Соотношения их с образованиями нижнего архея не установлены и, вероятно, имеют дизъюнктивный характер.

В структуре прогиба выделяются два этажа: позднепротерозойский–раннепалеозойский и среднепалеозойский. Первый из них образован карбонатно-терригенной и терригенно-карбонатной формациями венда–нижнего кембрия. В нем распространены линейные, обычно асимметричные, иногда запрокинутые на юго-восток складки северо-восточного простирания с углами падения крыльев $70-85^\circ$ и амплитудой до 2 км.

Среднепалеозойский этаж выполнен такими же по составу формациями нижнего–среднего ордовика, силура и девона. Ордовикские отложения с размывом и предположительно с угловым несогласием налегают на известняки нижнекембрийской нячинской свиты. Толщи, слагающие этаж, смяты в линейные складки северо-восточного простирания с относительно пологими (не более 60°) крыльями. Своды антиклиналей часто эродированы, и от них сохранились лишь крылья, представляющие собой выдержанные моноклинали [28, 249].

В пределах Аяно-Шевлинского прогиба распространены интрузии гранит-диорит-габбровой формации позднедевонского(?) лантарского комплекса. Это обычно трещинные тела, вытянутые в северо-восточном направлении.

Учуро-Майская плита – структура осадочного чехла юго-восточной части Сибирской платформы, сложена терригенными, карбонатно-терригенными и карбонатными формациями рифея, венда и кембрия. Мощность чехла возрастает от первых сотен метров на склонах Алдано-Станового щита и Омнинско-Батомгского поднятия до 4–6 км в наиболее погруженных частях кристаллического фундамента вдоль Нельканского надвига и в среднем течении р. Мая.

В составе чехла выделяются два структурных этажа, отвечающих двум этапам его развития: позднепротерозойский (рифейский) и позднепротерозойский–раннепалеозойский (венд-кембрийский), между которыми наблюдается угловое несогласие. Оно отчетливо выражено в обрамлении Ингилийского выступа, где породы рифея имеют крутое (до 80°) залегание при близгоризонтальном залегании перекрывающей их юдомской серии [28].

В структуре плиты принято выделять Алданский и Майский прогибы (или погружения) и разделяющее их Дыгдинское валообразное поднятие.

Дыгдинское поднятие вытянуто в восток-северо-восточном направлении вдоль ограничивающего его с севера Алдано-Майского разлома на 220 км. Оно выражено цепочкой широких брахиантиклинальных складок в венд-кембрийских породах с углами падения крыльев 5–7, редко до 12°.

В Майском прогибе, расположенном южнее Дыгдинского поднятия, распространены формации обеих этажей. Рифейский этаж обнажен на Омнинско-Батомгском поднятии и по его обрамлению. Рифейские терригенные и терригенно-карбонатные отложения с угловым несогласием залегают на выветрелых породах раннего докембрия. На Омнинско-Батомгском поднятии они залегают в основном горизонтально, а по его обрамлению полого (до 2°, редко 4°) наклонены в стороны от него. Здесь отмечаются флексурные перегибы слоев и брахискладки шириной до 8 км и углами падения крыльев до 5–8°. Амплитуда таких складок не превышает 60 м [6].

В среднем течении р. Ингили в обрамлении Ингилийского выступа по выходам рифейских отложений восстанавливается в значительной степени эродированная купольная структура диаметром до 16 км. Ее образование связывается с внедрением Ингилийского массива щелочных пород. Углы падения рифейских пород во внешней части купола 75–80°. В интервале 3–4 км по радиусу купола они уменьшаются до 20° и далее на таком же расстоянии становятся почти горизонтальными [28, 325].

В составе позднепротерозойского этажа выделяются штокообразные тела щелочных пород ингилийского, малые интрузии, дайки и трубки взрыва щелочных пикритов лексеновского комплексов, прорывающие рифейские отложения и перекрытые доломитами вендской юдомской серии.

Венд-кембрийский этаж в Майском прогибе сложен преимущественно карбонатными формациями. Для него характерны обширные брахиформные горст-антиклинали и грабен-синклинали с близгоризонтальными сводами и мульдами с пологими (1–2, редко до 4°) крыльями [109, 110, 141 и др.].

Алданский прогиб на территории листа сложен только карбонатными формациями кембрия суммарной мощностью около 1200 м. На фоне общего погружения кембрийских толщ в северном и северо-восточном направлениях под углами 1–2° здесь наблюдаются такие же брахиформные структуры, что и в венд-кембрийском этаже Майского прогиба. Судя по материалам Мокуйской скважины, пробуренной несколько севернее рассматриваемой территории [138], кембрийские отложения прогиба подстилаются вендскими и нижне-среднерифейскими терригенно-карбонатными образованиями мощностью более 2000 м.

В Майском прогибе и на Омнинско-Батомгском поднятии распространены дайки позднедевонских долеритов, базальтов, габбро, обычно приуроченные к диаклазам или малоамплитудным разломам северо-восточного, реже северо-западного простирания как в осадочном чехле, так и в кристаллическом фундаменте. Они являются вещественным выражением третьего, среднепалеозойского, структурного этажа платформы, имеющего рифтогенную природу. Лавы основного состава в нем известны в бассейне р. Виллой [138].

Виллойская синеклиза, которая может рассматриваться как составная часть Учуро-Майской плиты, в пределах территории листа представлена своей южной частью и выполнена здесь нижнеюрской континентальной и среднеюрской морской терригенными формациями суммарной мощностью на левобережье р. Алдан до 380 м, на междуречье Мая–Юдома – до 1000 м. Юрские отложения с размывом и угловым несогласием залегают на известняках устьмайской свиты и полого (менее 1°) погружаются в северном направлении [93, 96 и др.].

Севернее рассматриваемой территории, в бассейнах средних и нижних течений рек Алдан и Виллой, синеклиза выполнена нижнетриасовыми–нижнеюрскими морскими и континентальными терригенными отложениями мощностью до 3000 м [138].

ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Верхояно-Колымская складчатая система, по геолого-структурному положению являющаяся эпикратонной [436], на территории листа представлена своим южным окончанием, прослеживаясь в долготном направлении на 350 км при ширине от 90 до 170 км. На западе от Сибирской платформы она отделена Нельканским надвигом. На юге нижние части ее рифейского разреза с угловым несогласием налегают на раннеархейские метаморфиты

и гранитоиды Батомгского выступа, которые, судя по геофизическим данным [347], слагают кристаллическое основание Верхояно-Колымской системы. Таким образом, на территории листа Верхояно-Колымская складчатая система имеет эпикратонный характер.

В районе в составе системы выделяются Юдомо-Майская и Южно-Верхоянская СФЗ и Билякчанская система блоков [436].

Юдомо-Майская СФЗ разделена на Кыллахскую и Сетте-Дабанскую подзоны с границей по Улахан-Бамскому разлому.

В дислоцированном чехле Кыллахской подзоны выделяются пять структурных этажей, разделенных стратиграфическими перерывами:

1. Позднепротерозойский этаж объединяет следующие формации, суммарная мощность которых достигает 4700 м: карбонатно-терригенную шельфа и склона пассивной континентальной окраины (ПКО) (аимчанской серии), терригенно-карбонатную керпильской серии и карбонатную лахандинской серии шельфа ПКА, терригенную шельфа и склона ПКА (уйской серии). В состав этажа входят интрузии формации щелочно-ультрамафитовых пород, ийолитов и карбонатитов ингилийского комплекса.

2. Позднепротерозойский–раннепалеозойский этаж сложен карбонатной (юдомской серии, чайской, устьмайской, джунюканской свит) и терригенно-карбонатной (пестроцветной и иниканской свит) формациями шельфа и краевого плато ПКА. Общая мощность их 1500 м.

3. Среднепалеозойский этаж представлен только долеритовой формацией даек и силлов омнинского комплекса, сформировавшейся в обстановке окраинно-континентального рифта.

4. Позднепалеозойский этаж образован терригенно-карбонатной формацией нижнекаменноугольной бомнахской толщи и терригенной – верхнекаменноугольной ытыгской и нижнепермских курунгской и половинкинской свит приразломных прогибов шельфа ПКА. Общая мощность их достигает 1300 м.

5. Раннемезозойский этаж представлен ниже-среднеюрской морской терригенной формацией приразломных прогибов мощностью до 1000 м.

В Сетте-Дабанской подзоне отсутствуют раннемезозойский и позднепалеозойский этажи. Несколько иначе, чем в Кыллахской подзоне, выглядит среднепалеозойский этаж. Основу его составляют формации шельфа ПКА ордовика, силура, девона и нижнего карбона: терригенно-карбонатная саккырырской свиты и бурхалинской серии и карбонатная тасканской серии, яманской толщи и хамамытской свиты общей мощностью до 3000 м. Позднепротерозойский–раннепалеозойский и позднепротерозойский этажи по формационному наполнению такие же, как и в Кыллахской подзоне. Отличия заключаются в большей мощности формаций: 3700 м для позднепротерозойского–раннепалеозойского этажа и до 7000 м для позднепротерозойского.

Южно-Верхоянская СФЗ полностью сложена позднепалеозойской песчанико-алевролитовой формацией склона и подножия ПКА. Граница ее с Юдомо-Майской СФЗ в районе проводится по подошве нижне-среднекаменноугольной хатынахской свиты, с которой начинается сугубо терригенный разрез морских отложений (верхоянский комплекс) в Верхояно-

Колымской складчатой системе. Свита с размывом, но без видимых признаков структурного несогласия залегает на образованиях среднепалеозойского этажа.

Характер дислокаций в Юдомо-Майской и Южно-Верхоянской СФЗ разный. В первой из них преобладают складчато-надвиговые, во второй – относительно простые складчатые структуры.

Структуру Кыллахской подзоны Юдомо-Майской СФЗ определяют листрические надвиги: Нельканский, Гувиндинский и Челатский, крутые с поверхности и пологие на глубине, где они сходятся друг с другом, образуют базальные надвиговые срывы (Тектоника..., 2001 г.). В тектонических пластинах между этими надвигами породы рифея и кембрия образуют широкие корытообразные синклинали. Примером такой структуры может служить Лякинская синклиналь, расположенная между Нельканским и Гувиндинским надвигами. Ее ширина достигает 30 км, протяженность в близмеридиональном направлении около 200 км. Близ Нельканского и Гувиндинского надвигов породы рифея, венда и кембрия падают соответственно на восток и запад под углами 20–35°, а на незначительном удалении от них в обширной мульде имеют близгоризонтальное или слабопологое (до 5°) залегание. Шарнир складки полого погружается в северном направлении.

Подобное строение имеют Пуханильская и Онненская синклинали, находящиеся в тектонической пластине, ограниченной Гувиндинским и Челатским надвигами.

Южнее на междуречье Мая–Северный Уй, вне влияния надвигов, в Кыллахской подзоне развиты брахиформные структуры близмеридионального простирания. Наиболее крупной из них является Чандыкано-Манаканская брахисинклиналь. Ее ширина 15–20 км, протяженность около 100 км. Крылья, сложенные терригенными породами рифея, имеют крутизну 20–25°. В мульде карбонатные образования венда и кембрия залегают более полого (5–10°).

В северной части Кыллахской подзоны сохранились фрагменты приразломных позднепалеозойских и раннемезозойских прогибов, выполненных соответственно морскими терригенными формациями верхнего карбона–нижней перми и нижней–средней юры. Они с размывом, но без признаков углового несогласия налегают на образования рифея и кембрия. Залегание их либо горизонтальное, либо пологое (до 10°) с падением пород в восточном направлении [133].

В Сетте-Дабанской подзоне, в тектоническом блоке, ограниченном Улахан-Бамским и Бурхалинским разломами, сохранились только крылья складок, подобных Лякинской синклинали, и породы рифея, венда и кембрия в основном моноклиналино под углами 10–20, редко до 40° падают в восточном направлении [89, 321]. В южной части подзоны, на междуречье Мая–Нёт, сохранились фрагменты преимущественно брахиантиклинальных складок близмеридионального простирания с крутизной крыльев 20–40° [111].

В Южно-Верхоянской СФЗ главной структурой является южная часть одноименного синклинория. Породы позднего палеозоя здесь смяты в

линейные, иногда асимметричные складки северо-восточного (Лебединская, Иотканская синклинали), реже близмеридионального (Джайкангинская синклиналь) простираения, в значительной степени нарушенные разломами разных направлений. Ширина складок варьирует от 10 до 30 км, протяженность в пределах района – от 30 до 70 км. Преобладающие углы падения пород на крыльях 20–30°. Шарниры полого погружаются в северном и северо-восточном направлениях, осевые плоскости имеют небольшой наклон к западу и северо-западу. Крылья относительно крупных складок осложнены мелкими складками шириной в первые десятки и сотни метров [89].

Биялчанская система блоков, находящаяся на междуречье Биялчан–Тотта и ограниченная Биялчанским и Биялчано-Ариавканским разломами, объединяет разновеликие тектонические блоки, сложенные породами раннепротерозойской терригенно-трахириолит-трахибазальтовой и раннерифейской карбонатно-терригенной формаций, метаморфизованными в фации зеленых сланцев. Они смяты в изоклинальные складки шириной до 3,5 км близмеридионального простираения с углами наклона восточных крыльев до 50°, западных – 60–70°. В строении части складок участвуют складчатые интрузии гранитоидов раннепротерозойского левобиялчанского комплекса [111].

НАЛОЖЕННЫЕ ОРОГЕННО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Орогенно-магматические структуры образуют позднемезозойский структурный этаж. Они связаны с формированием Восточно-Азиатского окраинно-континентального вулcano-плутонического пояса и принадлежат к Удско-Куйдусунскому вулcano-плутоническому району (ВПР) Охотско-Чукотской вулcano-плутонической области, а вне связи с ней – к Учуро-Кет-Капскому вулcano-плутоническому и Верхнеюдомскому плутоническому районам [436].

Наиболее распространены структуры Удско-Куйдусунского ВПР, охватывающего юго-восточную часть территории листа. Главной из них является Преддзугджурский вулканический прогиб, наложенный на структуры Алдано-Станового щита и Верхояно-Колымской складчатой системы. Его протяженность в пределах района 225 км, максимальная ширина 65 км. Мощность покровных вулканических образований достигает 2500 м. Прогиб имеет двухъярусное строение. Нижний структурный ярус (подэтаж) сложен раннемеловыми вулканогенно-осадочной и андезибазальт-андезитовой формациями немуйканского и гранит-гранодиоритовой формацией удского комплексов. Покровы вулканитов залегают преимущественно субгоризонтально. В редких случаях они наклонены к центру прогиба под углом до 15° [465]. Гранитоиды удского комплекса образуют относительно крупные батолитоподобные массивы с преимущественно вертикальными контактами.

Верхний структурный ярус (подэтаж) образован контрастными (от базальт-андезитовой до трахириолит-риолитовой) вулканогенными формациями раннего–позднего мела и плутонической диорит-гранит-гранодиоритовой формацией позднемелового дзугджурского комплекса. Определяющую роль

в этом ярусе играют отрицательные вулcano-тектонические структуры разных порядков: депрессии, просадки, кальдеры, обычно ограниченные крутыми дуговыми и кольцевыми, вероятно, синвулканическими разломами с амплитудами вертикального смещения в первые сотни метров. Диаметр таких структур варьирует от 1,5 до 20 км. Залегание вулканических покровов в них как субгоризонтальное, так и центриклинальное под углами до 40° близ кольцевых разломов и менее 10° на удалении от них. Вдоль дуговых и кольцевых разломов и в центральных частях структур обычно обнажены субвулканические интрузии разного состава и малые тела гранитоидов джугджурского комплекса, проявлены гидротермально-метасоматические изменения пород (окварцевание, сульфидизация, альбитизация и др.), с которыми связано большинство проявлений золота, серебра и меди Преддзугджурской минерагенической зоны [465, 233, 234].

Депрессионные структуры часто осложнены вулcano-купольными поднятиями, обусловленными внедрением интрузий джугджурского комплекса [233, 234].

В крайней юго-восточной части территории и в акватории Охотского моря находится северная часть Джелонского вулканического прогиба [41], выполненного такими же формациями, что и нижний ярус Преддзугджурского прогиба. По данным В. И. Гольденберга [36], здесь намечаются фрагменты вулcano-тектонических депрессий с относительно крутым (30–40°) залеганием вулканических покровов в краевых частях и пологим (5–10°) в центральных.

Учуро-Кет-Капский ВПР охватывает хр. Кет-Кап с отрогами и Учуро-Омнинское междуречье. Вулканиды позднеюрской–раннемеловой трахит-трахиандезит-трахибазальтовой формации бокурского комплекса мощностью до 1100 м известны лишь на хр. Кет-Кап, где они выполняют руины кальдер, сохранившиеся после становления раннемеловых гранитоидных интрузий кет-капского комплекса. Последние представлены пластовыми телами, силлами, лакколитами и многоэтажными телами, прорывающими терригенные и карбонатные образования рифея, венда и кембрия.

Верхнеюдомский плутонический район выделен в северо-восточной части территории, где распространены небольшие интрузивы и дайки раннемеловой диорит-гранодиоритовой формации (уэмяхский комплекс). Они прорывают карбонатные и терригенно-карбонатные отложения венда, кембрия и ордовика Майско-Юдомской СФЗ, по отношению к структурам которой занимают резко дискордантное положение.

По геофизическим данным в акватории Охотского моря выделяется Аянский прогиб Охотоморской плиты, выполненный горизонтально залегающими терригенной и кремнистой формациями плиоцен–эоплейстоцена мощностью до 300 м [256].

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

В районе выделяются разломы разных направлений и разной роли в формировании его тектонических структур. Наиболее отчетливо в нем проявлена меридиональная система разломов, характерная для Верхояно-

Колымской складчатой системы. Она включает в себя Нельканский, Гувиндинский, Челатский надвиги, Улахан-Бамский, Бурхалинский сбросы и серию параллельных им более мелких дизъюнктивов, которые прослеживаются далеко на север за пределы района.

Нельканский надвиг отделяет Верхояно-Колымскую складчатую систему от Сибирской платформы. Он прослеживается от нижнего течения р. Батомга на юге далеко на север за пределы рассматриваемой территории. По данным Т. И. Григорьевой [227], надвиг имеет листрический характер. Его зона представлена тремя сближенными взбросо-надвигами, которые вблизи дневной поверхности наклонены на восток под углами 60–75°, а с глубины 1550 м плавно выполаживаются (до 2–5°). Тектонический срыв приходится на границу среднего и верхнего рифея. Предполагается [321], что Нельканский и другие параллельные ему разломы заложены в предюдомское время в связи с процессами рифтогенеза в Юдомо-Майской СФЗ. Первоначально они представляли собой листрические сбросы, которые в позднеюрское время в связи с инверсией тектонического режима трансформировались в надвиги. В результате тектонических движений, происходивших по надвигам, рифейские отложения были перемещены в западном направлении и надвинуты на кембрийские образования чехла Сибирской платформы.

Подобное строение имеют Гувиндинский и Челатский листрические надвиги, амплитуда вертикального смещения по которым составляет соответственно 2,5 и 4 км. В геофизических полях они опосредованно выражены за счет приуроченных к их восточным крыльям даек и силлов основного состава. На местности им соответствуют зоны мощностью до 20 м трещиноватых, милонитизированных и брекчированных пород.

Кыллахскую подзону Юдомо-Майской СФЗ от Сетте-Дабанской отделяет Улахан-Бамский сброс. По геофизическим данным, он имеет крутой (около 80°) наклон в восточном направлении и на глубине продолжается в кристаллическом основании. Восточный блок относительно западного смещен по нему на 1,5–2,5 км.

Похожее строение имеет расположенный восточнее Улахан-Бамского Бурхалинский сброс, по которому восточный блок опущен на 1,5–2 км. Восточнее Бурхалинского сброса в Южно-Верхоянской СФЗ тоже преобладают крутые разломы близмеридионального простирания преимущественно сбросового типа с амплитудой вертикального смещения до 2,5 км.

Близкое к меридиональному простирание имеет Ариавканский разлом, в который упирается Улахан-Бамский сброс. В бассейне р. Тотта он сопряжен с Билякчанским разломом такого же простирания. Последний представляет собой субвертикальный взброс, который с запада ограничивает Билякчанскую систему блоков, сложенных раннепротерзойскими образованиями, от рифейских отложений. Амплитуда вертикального смещения по нему оценивается в 10 км [111].

Разломы северо-западного направления характерны для Тьрканского и Луриканского блоков Алдано-Станового щита (Хайканский, Луриканский, Латырский и другие разломы). Они тесно связаны с пликативными

структурами ранних и поздних архейд. Эта связь выражена в параллельности их простираций, частом совпадении углов падения сместителей и слоев архейских пород. По своей морфологии они являются пологими (до 30°) сбросами или взбросами. Для всех разломов этой ориентировки характерны широкие (до 500 м) зоны бластомилонитов. Амплитуды смещения по ним достигают 1000 м и более. Время заложения их определяется как архейское и связывается с архейской складчатостью [148, 149].

Широтный Южно-Учурский и северо-восточный Билякчано-Ариавканский разломы, вероятно, принадлежат к единой пограничной зоне разломов, отделяющей Становую систему блоков Алдано-Станового щита соответственно от Тырканского блока и Верхояно-Колымской складчатой системы и на значительном протяжении перекрытой меловыми вулканитами Преддзугджурского прогиба. Вдоль осевой линии прогиба прослеживается гравитационный минимум, отвечающий глубинному разлому, рассматриваемому как магмоподводящая структура Преддзугджурского вулканоплутонического ареала [465].

Южно-Учурский разлом в пределах рассматриваемой территории имеет протяженность около 100 км. В поле силы тяжести он не выражен. По своей морфологии разлом представляет собой крутой сброс, «залеченный» одноименной трещинной интрузией субщелочных лейкогранитов раннепротерозойского улканского комплекса [45].

Билякчано-Ариавканский разлом прослеживается в северо-восточном направлении от верховья р. Алдома до верховья р. Билякчан и далее за пределы района. Он представлен группой сближенных параллельных дизъюнктивов, сместители которых круто погружаются на юго-восток. По материалам А. Л. Ставцева [132], амплитуда вертикального смещения по разлому достигает нескольких километров. К зоне разлома приурочены интрузии гранитоидов раннепротерозойского левобильякчанского комплекса, что свидетельствует о его древнем заложении.

Крупной разрывной структурой является Джугджурский разлом северо-восточного простираения, который разделяет Джугджурский и Кирано-Лавлинский блоки становид и с северо-запада ограничивает Аяно-Шевлинский перикратонный прогиб. Он хорошо выражен в рельефе серией крутых уступов, приуроченных к зонам дробления и милонитизации шириной до первых километров [36], и представляет собой крутой сброс, юго-восточное крыло которого опущено не менее чем на 1,5 км.

Прибрежный разлом с юго-востока ограничивает Аяно-Шевлинский прогиб и по своей морфологии сходен с Джугджурским разломом.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ

Степень изученности района геофизическими методами невелика. Он на 70% охвачен гравиметрической и полностью аэромагнитной съемками масштаба 1 : 200 000. Глубинные сейсмические исследования проводились лишь по одному профилю протяженностью 150 км в его северной части:

от среднего течения р. Чабда через устье р. Юдома до верховья р. Горби. В весьма ограниченном объеме и в основном на поисковых объектах проведены электро- и магниторазведочные работы. Поэтому судить об особенностях глубинного строения территории по геофизическим данным можно лишь в общих чертах.

В гравитационном поле в редукции Буге в районе преобладают аномалии с условно отрицательными значениями силы тяжести. Наиболее низкие значения ее характерны для юго-западной, северо-восточной и юго-восточной частей территории. Величина их разная и, вероятно, обусловлена различным вещественным составом пород кристаллического фундамента, разной степенью его гранитизации и разной глубиной залегания. Магнитное поле более контрастное, но в целом в нем преобладают аномалии отрицательного знака. Аномалии магнитного и гравитационного полей, как правило, не совпадают. Исключением является зона Преддзугджурского вулканического прогиба.

По данным А. Л. Ставцева [28], П. В. Николюка [347] и др., мощность осадочного чехла Учуро-Майской плиты Сибирской платформы находится в основном в пределах 0,5–2 км и возрастает в восточном направлении, достигая 4–6 км близ Нельканского надвига. В бассейне среднего течения р. Мая по геологоплотностным характеристикам выделяется локальное погружение кристаллического фундамента до глубины 3–4 км [347]. В Верхояно-Колымской складчатой системе мощность осадочного чехла тоже возрастает в восточном направлении с 3–5 км в Кыллахской подзоне Юдомо-Майской СФЗ до 12 км в центральной части Южно-Верхоянского синклиория [321]. Граница Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой системы в геофизических полях не выражена. Внутри последней слабо выраженными гравитационными ступенями трассируется западная граница Южно-Верхоянского синклиория. Более контрастная ступень разделяет Тырканский и Луриканский блоки Алдано-Станового щита.

В обширном гравитационном поле с повышенными значениями силы тяжести (в основном от 4 до –12 мГал), охватывающем центральную и северо-западную части территории (около 65% ее площади), находится Батомгский выступ кристаллического фундамента, сложенный метаморфитами батомгской серии, и более мелкие выходы его на дневную поверхность. Вероятно, кристаллический фундамент в этом поле полностью сложен образованиями батомгской серии. Поле осложнено локальной аномалией интенсивностью минус 20–40 мГал с центром в районе пос. Нелькан и, вероятно, обусловленной разуплотнением земной коры в связи с внедрением крупных мигматит-плутонов раннеархейского хоюндиинского комплекса. Другими осложняющими элементами этого поля являются цепочки локальных аномалий отрицательного и положительного знака, оси которых простираются в близмеридиональном, северо-восточном, реже северо-западном направлениях. Они, по-видимому, отражают опущенные и приподнятые блоки дорифейского фундамента [347].

Локальными аномалиями силы тяжести интенсивностью от 4 до 16 мГал выражены Кондерский и Чадский кольцевые массивы ультрамафитов и

Ингилийский массив щелочных пород с карбонатитами. Подобные аномалии, наблюдаемые на правом берегу р. Учур близ устья р. Юна и в приустьевой части р. Муликан, вероятно, тоже связаны с такими интрузиями в дорифейском фундаменте. П. В. Николюк [347] по гравиметрическим материалам более крупного масштаба выделяет в бассейне средних течений рек Мая и Омня многочисленные кольцевые интрузии основного-ультраосновного состава диаметром 5–12 км, по размерам сопоставимые с Кондерским и Чадским массивами.

В кристаллическом фундаменте Верхояно-Колымской складчатой системы по плотностным характеристикам отмечаются два яруса [321]. Верхний ярус мощностью до 10 км представлен породами со средней плотностью 2,9 г/см³, соответствующей плотности амфиболитовых пород Багомгского выступа, нижний – характеризуется плотностью пород 3,17 г/см³, близкой к плотности гранулитовых образований Тырканского блока Алдано-Станового щита. Здесь кристаллический фундамент тоже разбит на приподнятые и опущенные блоки близмеридионального простирания с амплитудой смещения до 2,5 км, и местами нижний ярус подстилает рифейские отложения [347].

Пониженными значениями поля силы тяжести (от минус 56 до минус 72 мГал) характеризуется Тырканский блок Алдано-Станового щита, что можно связать с интенсивной ранне- и позднеархейской гранитизацией наиболее древних в районе гранулитовых пород. Несколько выше (от минус 28 до минус 48 мГал) значения гравитационного поля, приуроченного к выходам менее гранитизированных позднеархейских гранулитовых образований Луриканского блока. Судя по характеру поля, эти образования слагают блок фундамента Учуро-Майской плиты севернее Луриканского разлома (до р. Большой Аим).

В этом поле обособленно выделяется аномалия интенсивностью до минус 72 мГал на Хоюнда-Томптоканском междуречье. Она находится в южной части более обширной магнитной аномалии, охватывающей бассейн верхнего течения р. Омня и правобережье р. Учур. Обе аномалии связываются с частично вскрытыми крупными интрузиями гранитоидов раннепротерозойского улканского комплекса.

Пониженными значениями силы тяжести в гравитационном поле и положительными аномалиями в магнитном отчетливо выражены Преджугджурский вулканический прогиб и прорывающие его в северо-восточной части крупные массивы гранитоидов позднемелового джугджурского комплекса. Осевая линия аномалий трассирует перекрытый вулканитами глубинный разлом, ограничивающий с северо-запада Становую систему блоков Алдано-Станового щита [465 и др.]. Локальные магнитные аномалии интенсивностью до 20×10^2 нТл, вероятно, вызваны нескрытыми интрузиями джугджурского комплекса, внедрение которых обусловило формирование в прогибе вулcano-купольных структур и глубокую гидротермально-метасоматическую проработку вулканитов.

Джелонский вулканический и Аянский внутриплатформенный прогибы характеризуются положительным полем силы тяжести, обусловленным неглубоким залеганием фундамента.

По современным представлениям, впадина Охотского моря (Аянский прогиб) в пределах района имеет небольшую мощность осадочного чехла (до 300 м) и слабо развитый гранитный слой. Мощность земной коры здесь не превышает 20 км, поверхность Конрада располагается на глубине 8–10 км. Переход моря к суше на коротком расстоянии сопровождается увеличением мощности земной коры до 25–35 км и погружением поверхности Конрада до глубины 15–17 км. В основной континентальной части территории мощность земной коры находится в пределах 40–44 км, достигая на ее юго-западе 48 км. Глубина залегания поверхности Конрада 23–30 км [138].

НЕОТЕКТОНИКА

Согласно существующим схемам неотектонического районирования Дальневосточного региона [139], на территории листа выделяются следующие морфоструктурные неоднородности первого порядка, связанные с неотектоническими дислокациями: юго-восточное окончание Учуро-Майского низкогорного поднятия, южная часть Сетте-Дабанского линейного глыбового поднятия, северная часть Станового сводового и северо-восточная – Джугджурского глыбового поднятий и Батомгское сводовое поднятие.

Учуро-Майское низкогорное поднятие охватывает обширную область распространения плитного комплекса Сибирской платформы. Рельеф его характеризуется ступенчатостью, выраженной широким развитием на разных гипсометрических уровнях (от 400 до 1000 м) субгоризонтальных поверхностей, разделенных относительно крутыми (до 30°) склонами. На таких поверхностях развит однотипный элювий, иногда отмечаются реликты древних кор выветривания. Ступенчатость связывается как с разноамплитудными блоковыми движениями в новейшее время, так и с разной устойчивостью к выветриванию субгоризонтально залегающих пород чехла Сибирской платформы.

Поднятие осложнено морфоструктурами высоких порядков, представленных локальными сводовыми и глыбовыми поднятиями овальной и изометричной в плане формы размером от 5 до 20 км в поперечнике, вершинные поверхности которых находятся в пределах 1200–1800 м (гольцы Облачный, Букиндинский, Двуголовый, группа гольцов, образующих хр. Кет-Кап, и др.). О молодом возрасте Учуро-Майского поднятия свидетельствует глубокий эрозионный врез расчленяющих его водотоков.

Южную часть Сетте-Дабанского линейного глыбового поднятия, западная граница которого проходит в основном по Нельканскому надвигу, представляют близмеридиональные горсты (средневысотные хребты Челат, Улахан-Бом, Нет-Тага), разделенные узкими долинами-грабенами рек Ытыга, Аканжа, Большой Малтан, Иоткан и др. Эти морфоструктуры заложены вдоль продольных неотектонических разломов и располагаются на едином поднятом цоколе.

Вдоль западной границы поднятия наблюдаются цепи низкогорных горстов (Горностахского хребта и параллельной ему горной цепи, протягивающейся от междуречья Онне–Томмута на юге до р. Юдома на севере),

являющиеся, по-видимому, форбергами. Поперечными разломами, вдоль которых заложены грабенообразные долины близширотных отрезков рек Бас-Джукат, Юдома, Горби и Мая, они разделены на ряд секций с разницей в абсолютных высотах вершинных поверхностей 150–200 м.

Становое сводовое поднятие расположено в юго-западной части территории. От Учуро-Майского низкогорного поднятия оно отделено прерывистым уступом, прослеживаемым от верховьев р. Онне на северо-западе до верховьев р. Улкан на юго-востоке. Для него характерен общий наклон вершинных поверхностей на север и северо-запад. Внутреннее строение поднятия определяют продольные и поперечные неотектонические разломы, ограничивающие относительно приподнятые средневысотные блоки (хребты Лурикан и Улканский, северные отроги хр. Становой) от морфоструктур типа котловин (котловины Мар-Кюельских озер, бассейна верхнего течения р. Хайкан и др.) Амплитуды вертикального смещения по разломам составляют 100–300 м.

Джугджурское глыбовое поднятие занимает юго-восточную часть района. С северо-запада его ограничивает прерывистая система разломов, к которым приурочены грабенообразные долины р. Тотта, нижнего течения р. Челасин, узкие долины левых притоков р. Челасин и правых р. Немуйкан. Поднятие имеет асимметричное строение, заключающееся в разной морфологии его крыльев. В частности, северо-западное крыло имеет большую ширину, чем юго-восточное, и в большей степени осложнено поперечными грабенообразными долинами крупных и малых водотоков бассейнов верхних течений рек Магей, Батомга, Челасин и др. В результате это крыло представляет собой в плане мозаику локальных сводово-глыбовых поднятий преимущественно северо-западной ориентировки. Юго-восточное крыло поднятия разбито в основном продольными разломами, по которым заложена относительно широкая грабенообразная долина р. Лантарь и более узкая – р. Таймень. Эти грабен-долины разделяют горстообразные поднятия, выраженные в современном рельефе хребтами Джугджур и Прибрежный.

Батомгское сводовое поднятие охватывает большую часть бассейнов рек Улкан, Маймакан и Батомга. Оно представлено системой низко- и средневысотных горных сооружений – сводов более высокого порядка, разделенных долинами-грабенами на субмеридиональных отрезках рек Чумикан, Маймакан и Батомга.

Перечисленные морфоструктуры разного порядка имеют разные сопряжения друг с другом, но чаще всего посредством разрывных нарушений, часть из которых имеет древнее заложение и была активизирована в кайнозойе. Они, как правило, хорошо выражены в рельефе и на материалах дистанционного зондирования (Нельканский, Джугджурский, Бириндинский и другие разломы).

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рельеф территории листа отличается разнообразием форм и по морфологическим признакам подразделяется на четыре провинции: Южно-Якутское плато, Алданское нагорье, Юдомо-Майское нагорье и Приохотье.

Северо-западную часть занимает Южно-Якутское плато, рельеф которого резко отличается от рельефа остальной территории. В тектоническом плане плато принадлежит к южной части Вилюйской синеклизы и Алданскому прогибу. Субгоризонтальное залегание толщ в пределах этих структур определяет слабую расчлененность рельефа и очень широкие выровненные водораздельные поверхности, часто осложненные уступами, солифлюкционными и карстовыми формами рельефа. Абсолютные отметки водоразделов составляют в среднем 300–500 м (максимальная 572 м). Река Алдан, нижнее течение р. Мая и их притоки с сильно извилистыми руслами имеют равнинный характер. Долины их плоские, заболоченные, с многочисленными протоками, старицами и озерами имеют неглубокий (30–100 м) эрозионный врез и ящикообразный поперечный профиль.

К югу плато переходит в Алданское нагорье, от которого отделяется вытянутым в широтном направлении хр. Дыгды-Сисе с отметками вершин 700–800 м, отражающим морфоструктуру Дыгдинского валообразного поднятия. Рельеф поднятия резкорасчлененный с узким извилистым водоразделом и прямым параллельным рисунком гидросети. Поперечные профили долин водотоков V-образные, вогнутые в верхней части, в нижних частях трапезиевидные.

Алданское нагорье занимает центральную и западную части территории. В его пределах выделяются Учуро-Майское платообразное и Омнинско-Батомгское сводовое поднятия. Рельеф нагорья сложный сильно расчлененный с глубиной эрозионного вреза до 350–500 м, выровненными плоскими вершинными поверхностями и пологоволнистыми водоразделами. Преобладающие высотные отметки 700–800 м в северной части и до 900–1100 м в южной. В южной части нагорья выделяются горные сооружения Луриканского и Улканского хребтов с характерным массивным денудационным слаборасчлененным рельефом. Вершины хребтов сложенные, склоны пологовыпуклые с крутыми подножиями. Абсолютные отметки составляют 1600–1800 м (максимальная 1862 м). В центральной части Алданского нагорья в пределах Омнинско-Батомгского сводового поднятия распространены изометричные морфоструктуры, отражающие древние Омнинский купол, Ингилийскую, Кондерскую и другие магмато-

глыбовые структуры центрального типа. Морфоструктуры уверенно распознаются по крутым склонам и радиальному рисунку гидросети. Рельеф Учуро-Майского поднятия осложнился в эпоху мезозойской активизации магмато-глыбовыми горными сооружениями Кет-Капского хребта высотой 1200–1400 м (максимальная 1828 м). В результате между Кет-Капским и Луриканским хребтами возникли межгорные впадины озер Мар-Кюель и Северный Мар-Кюель. Они представляют собой выровненные холмистые плато с абс. выс. 800–1000 м, осложненные карстовыми и солифлюкционными формами рельефа. В результате неотектонических движений территория Алданского нагорья испытывала блоковые перемещения разной амплитуды, унаследованная речная сеть изменяла облик, образовались речные перехваты, резкие повороты долин и их сужение, грабенообразные впадины. Долины водотоков приобрели трапециевидный поперечный профиль с плоскими заболоченными днищами.

На востоке Южно-Якутское плато и Алданское нагорье граничат с Юдомо-Майским нагорьем, охватывающим бассейны верхних течений рек Мая и Юдома, рельеф которого отражает геологические структуры южной части Верхояно-Колымской складчатой системы. Он преимущественно среднегорный с абсолютными отметками вершин 1400–1700 м (максимальная – 1830 м), крутосклонный, сильнорасчлененный. Хребты Горностахский, Улахан-Бом, Челат, Нет-Тага и др. вытянуты в меридиональном направлении согласно простирающую геологических структур. Их вершины часто гребневидные, скалистые. Склоны гор прорезаны многочисленными глубокими долинами от вершин до подножий.

На юге Алданское и Юдомо-Майское нагорья граничат с Приохотьем, к которому принято относить местность вдоль побережья Охотского моря. В его пределах расположена северная (Лантарская) часть хр. Джугджур с максимальными абс. отм. 1896 и 1906 м. Восточнее хр. Джугджур и параллельно ему простираются хребты Промежуточный и Прибрежный. Рельеф хребтов резкорасчлененный. Водоразделы и вершинные поверхности, сглаженные денудацией, осложнены ледниковыми формами рельефа. Поперечные профили долин в верхних течениях рек V-образные с глубоким эрозионным врезом, в нижних – трапециевидные, продольный профиль ступенчатый. Побережье Охотского моря, сравнительно мало изрезанное эрозионными формами рельефа, скалистое.

В пределах всех морфоструктур распространены две генетические категории рельефа: выработанный и аккумулятивный.

Выработанный рельеф. В его составе выделяются две генетические группы: структурно-денудационный и денудационный рельефы.

Структурно-денудационный рельеф распространен в пределах Учуро-Майского платообразного и Батомгского сводового поднятий и представлен наклонными литоморфными поверхностями, предопределенными препарировкой интрузивных тел и сформированными на массивах гранитоидов кет-капского, частично джугджурского и ультрамафитов кондёрского комплексов и их приконтактных зон. Первичный облик этих поверхностей в настоящее время существенно преобразован гравитационными, делювиальными и солифлюкционными процессами. Абсолютные

отметки в поле их распространения 1000–1575 м, относительные превышения 200–700 м. Поперечный профиль склонов прямой или слабовыпуклый, крутизна их 20–25, реже до 40°. Приводораздельные поверхности, как правило, куполовидные широкие пологовыпуклые, лишенные растительности. Они, как и нижние части склонов, покрыты крупноглыбовыми осыпями, курумами. Здесь же встречаются денудационные останцы выветривания и нагорные террасы с уступами высотой 5–60 м и шириной площадок до 500 м. Поперечный профиль долин водотоков, расчленяющих склоны, в верховьях V-образный с крутым ступенчатым тальвегом, в среднем и нижнем течении – трапециевидный. Время формирования данных поверхностей, по мнению Е. Б. Хотинной, определяется миоценом–голоценом [27].

Денудационный рельеф является основным на площади листа, где доминируют крутые и средней крутизны эрозионно-денудационные склоны междуречий и речных долин. Меньшую площадь занимают денудационные субгоризонтальные поверхности и пологие склоны, созданные процессами длительного плоскостного смыва и солифлюкции, и экзарационно-эрозионно-денудационные склоны, развитые в пределах предвысокогорий. Длительность формирования денудационного рельефа ограничивается, вероятно, периодом миоцен–квартер [27].

Экзарационно-эрозионно-денудационные склоны со следами древнего оледенения в виде цирков, карлингов, каровых, моренных озер и троговых долин сохранились преимущественно в предвысокогорной части хребтов Улахан-Бом, Джугджур, Улканский и Лурикан в пределах абс. отм. 900–1900 м. Цирки каровых лестниц имеют вид обширных амфитеатров с крутymi (более 25°), часто отвесными стенками высотой до 400 м, изрезанными узкими эрозионными бороздами, некоторые из которых являются селеносными лотками. Верхние части стенок увенчаны острыми гребнями, которые при смыкании нескольких цирков образуют карлинги. Подножия стенок загромождены крупноглыбовым коллювием, формирующимся при сходе снежных лавин, селей и обвалов. В истоках и верховьях рек Батомга, Магей, Улкан (Учурский), Гекан, Бас-Дюкан и др. распространены троговые участки долин протяженностью от 1 до 45 км, частично заполненные ледниковыми отложениями [36, 89, 24 и др.].

Эрозионно-денудационные склоны разделяются на две категории – крутые и средней крутизны.

Крутые (более 25°) склоны созданы эрозией и существенно переработаны обвально-осыпными процессами. В Приохотье и Юдомо-Майском нагорье морфология склонов во многом зависит от литологического состава слагающих их пород. В поле преимущественного развития песчаных и карбонатных пород рифея и палеозоя, архейских анортозитов и меловых вулканогенных пород (бассейны рек Джайканга, Лови, Магей, Муте, Маймакан, Батомга в их верховьях) горные склоны дробно расчленены эрозионной сетью. Продольный профиль склонов прямой, реже выпуклый. Приводораздельные поверхности узкие, часто гребневидные, скалистые, зубчатые, преимущественно лишенные растительности, покрытые щебнисто-глыбовыми осыпями и увенчанные денудационными останцами. Напротив, участки, сложенные рифейскими и палеозойскими песчано-

алевролитовыми толщами, раннедокембрийскими метаморфическими породами, раннепротерозойскими и меловыми гранитоидами (бассейны рек Учур, Юдома, Нёт, Большой Комуи, междуречье Няндомы–Челасин), имеют более массивный и менее расчлененный рельеф. Приводораздельные поверхности здесь сравнительно широкие и уплощенные, плавно переходящие в выпуклые, реже прямые склоны крутизной до 30° и более, также лишенные растительности и покрытые осыпями.

Склоны средней крутизны (15–25°) распространены на удалении от осевых частей хребтов и их отрогов, а также в пределах Омнинско-Батомгского сводового и значительной части Учуро-Майского платообразного поднятий. В их морфологии доминирующей становится прямая, а ближе к подножиям вогнутая форма. Поверхности этих склонов задернованы, залесены. Осыпи, курумы, денудационные останцы выветривания, макро- и микроступенчатые скульптурные уступы и карстовые формы рельефа (воронки, пещеры, поноры) в поле развития карбонатных пород встречаются довольно часто. Специфический микрорельеф в пределах Учуро-Майского платообразного поднятия присущ береговым обрывам рек, расчлененным неглубокими эрозионно-обвальными рытвинами и бороздами, вдоль которых расположены цепочки причудливых доломитовых скал-«жандармов» высотой от 10 до 50 м. Вершинные поверхности в пределах Учуро-Майского платообразного поднятия пологовыпуклые или пологоволнистые широкие. Эрозионная сеть территории со склонами средней крутизны довольно плотная, реже умеренная, рисунок ее беспорядочный. Долины водотоков в их верховьях V-образные, со следами интенсивного молодого вреза, а в средних и нижних частях – преимущественно трапециевидные. Продольный профиль русел, как правило, невыработанный, крутой, часто ступенчатый. В устьях небольших ручьев и крутых распадков наблюдаются конусы выноса, сложенные плохосортированным глыбово-щебнистым материалом [4, 151 и др.].

Денудационные субгоризонтальные поверхности и эрозионно-денудационные пологие склоны, созданные процессами длительного плоскостного смыва, солифлюкцией, распространены в основном в северной, в меньшей степени центральной и юго-западной частях Учуро-Майского платообразного поднятия. Формирование их происходило на площадях, сложенных рифейскими и кембрийскими известняками и доломитами, юрскими песчаниками и алевролитами. Для склонов характерна незначительная крутизна (5–10, реже 12–15°). К подножию они, как правило, плавно переходят в денудационные субгоризонтальные (0–5°) поверхности. Форма их вогнутая, реже прямая, часто ступенчатая, обусловленная литологическими особенностями пород, на которых они сформировались. На отдельных участках, примываемых реками, отмечаются обрывистые склоны. Приводораздельные поверхности широкие плоские, столообразные или пологоволнистые. Как и склоны, они залесены, иногда покрыты глыбово-щебнистыми осыпями и курумами. На них распространены карстовые и термокарстовые воронки, просадки, западины, озера, редкие денудационные останцы. На склонах интенсивно развиваются солифлюкционные процессы, приводящие к образованию у их подножий гряд и валов. Долины ручьев, расчленяющие

склоны, преимущественно трапециевидные с равновесным продольным профилем, хорошо развитой, часто заболоченной поймой, выполненной перстративным аллювием. Сочленение склонов с днищами долин плавное, обычно завуалированное чехлом делювиальных отложений [93 и др.].

На вершинах и склонах хребтов в интервалах абс. выс. 500–600, 800–1000, 1200–1600 м и 1900 м сохранились фрагменты древней (палеогеновой) поверхности выравнивания в виде субгоризонтальных плоских или слаболопастистых площадок, покрытых щебнисто-глыбовым элювием. Переход их к склонам довольно резкий. Расположение фрагментов поверхности выравнивания на разных гипсометрических уровнях скорее всего можно объяснить проявлением новейших блоковых поднятий различной амплитуды.

Аккумулятивный рельеф. Аккумулятивные формы рельефа представлены поверхностями, созданными речной, редко водно-ледниковой и ледниковой аккумуляцией, и делювиально-пролювиальными шлейфами. Возраст этих форм рельефа коррелирует слагающим их образованиям.

Поверхности, созданные речной аккумуляцией, распространены повсеместно, но в большинстве долин лишь на узких участках, прилегающих к водотокам.

Поймы всех водотоков выполнены голоценовым аллювием. Низкая пойма отчетливо проявлена в долинах крупных рек. Она занята руслом, включает косы, отмели, прирусловые валы, старицы и низкие острова, лишенные растительности. Ее микрорельеф значительно меняется во время неоднократных ежегодных паводков. Для русел большинства крупных рек характерна многорукавность, обилие в меженный период проток, мелководий, перекатов, местами порогов, кос, пляжей. В руслах и на поверхности поймы формируются наледи и связанные с ними наледные поляны, в пределах которых русла водотоков ветвятся на большое количество рукавов.

Высокая пойма возвышается над урезом воды от 0,5–1 м в малых реках и ручьях до 2,5–3 м в крупных водотоках. Ее уступ четкий, в местах подмыва реками обрывистой с многочисленными оплывинами грунта. Поверхность неровная, бугристо-гривистая с обилием промоин, пересыхающих проток, старичных озер, следов блуждания русла. К отчетливо выраженному тыловому шву приурочены заболоченные или заполненные водой понижения. Микрорельеф поверхности высокой поймы подвержен изменениям во время периодических (раз в 2–3 года) паводков. Общая ширина поймы колеблется от первых десятков метров в долинах небольших ручьев и рек до 1,5 км в долинах рек Алдан, Мая, Юдома. В низовьях р. Мая она достигает 5 км. В долине р. Учур ширина поймы 300–500 м, а в пределах антецедентных участков она практически отсутствует.

Надпойменные аллювиальные и цокольные террасы принадлежат к четырём уровням: первая терраса 5–10 м, вторая – 15–25 м, третья – 30–85 м, четвертая – 90–125 м. Террасы первых двух уровней сформированы в позднем неоплейстоцене в долинах многих крупных и средних рек района. Каждая из них редко достигает 0,7–1 км в ширину и до нескольких десятков километров в длину. На геоморфологической схеме, в силу ее технических возможностей, они показаны объединенными. Третья (средне-

неоплейстоценовая) и четвертая (раннеоплейстоценовая) надпойменные террасы сохранились в основном в долинах рек Алдан, Юдома, Мая, фрагментарно – в долинах рек Маймакан, Горби, Большой Аим, Унгеле. Часть из них незначительны по занимаемой площади и ввиду мелкого масштаба геоморфологической схемы не нашли на ней отражения. Площадки всех террас ровные или слабоволнистые, часто со следами эрозионной деятельности, залесены, на открытых участках заболочены, с большим количеством термокарстовых, местами карстовых западин, бугров пучения, каменных многоугольников, а в долине р. Алдан – также эловых гряд и бугров. Уступы террас в большинстве случаев четко выражены, высота их, в зависимости от гипсометрического положения площадок террас, меняется от 0,5–3 до 50 м и более. Тыловой шов часто перекрыт пролювиально-делювиальными отложениями [111 и др.].

Поверхности, созданные водной и ледниковой аккумуляцией, тяготеют к основным участкам оледенения на хребтах Джугджур, Улахан-Бом, Лурикан, Ульинский. Представлены они холмисто-западинным рельефом основной донной морены, конечными и боковыми моренными валами, водно-ледниковыми террасами, сформировавшимися в результате трех периодов оледенения – одного среднеоплейстоценового и двух позднеоплейстоценовых [151, 24, 27 и др.].

Среднеоплейстоценовые формы рельефа, созданные водной и ледниковой аккумуляцией, сохранились в основном вне зоны позднеоплейстоценовых оледенений – в долинах рек Гекан, Челасин, притоков р. Уян и др. Представлены они зандровыми слабовсхолмленными поверхностями террас высотой до 200 м, вверх по течению водотоков постепенно сменяющимися холмисто-грядовыми и западинно-холмистыми поверхностями донных морен. Высота частично сnivelированных холмов и гряд колеблется в пределах 10–25 м. В некоторых западинах сохранились озера с заболоченными берегами. Нередко наблюдаются бараньи лбы [151 и др.].

Позднеоплейстоценовый рельеф преимущественно ледниковой аккумуляции обоих периодов оледенения развит в днищах троговых долин верхних течений рек Уян, Учур, Улкан, Батомга, Бас-Дюкан и их притоков, в некоторых местах – на высоких седловинах хребтов. Рельеф первого периода оледенения в долинах рек характерен для поверхности террас высотой до 25 м. Он в основном холмисто-западинный. Беспорядочно расположенные холмы имеют высоту 3–25 м. Формы рельефа второго (последнего) позднеоплейстоценового оледенения имеют лучшую сохранность, чем и отличаются от рельефа предшествующего оледенения. Они представлены донной, боковой и конечной моренами. Участки развития донной и боковой морен характеризуются холмисто-западинным рельефом с беспорядочно вытянутыми холмами высотой 35–40, иногда до 60 м. Конечно-моренные валы образуют целые поля с бугристо-грядовым рельефом амплитудой 15–45 м. Различно ориентированные западины между грядами и буграми заполнены водой, иногда образуя озера овальной формы размером до 0,4×2,5 км. В седловинах наблюдаются моренные валы высотой 75–80 и шириной 30–40 м [24, 151 и др.].

Проллювиально-делювиальные шлейфы сформированы плоскостным намывом и временными потоками вдоль нижних частей горных склонов практически повсеместно. Ширина их поверхностей в основном меняется от нескольких десятков метров до 0,4 км и лишь в бассейне р. Северный Уй достигает 2–3 км, где эти поверхности и показаны на геоморфологической схеме. Поверхность шлейфов незначительно всхолмлена, расчленена долинами небольших ручьев и распадков. Уклон ее в сторону тальвегов водотоков 3–6° [111]. Формирование пролювиально-делювиальных шлейфов началось в последниковоый период (поздний неоплейстоцен) и продолжается в настоящее время.

Прибрежные формы рельефа. Полоса береговой территории шириной до 0,5 км, прилегающая к Охотскому морю, представляет собой литоральную зону абразионной и аккумулятивной деятельности, где отвесные скальные клифы чередуются с узкими пляжами. Высота клифов 30–100 м, в устьях распадков она не превышает 5 м. В подножиях клифов отмечаются ниши и гроты, выбитые прибоем в интенсивно трещиноватых породах. К аккумулятивным формам рельефа относятся бары, пляжи и косы. Бары образованы двумя или тремя береговыми валами, разделенными ложбинами. Высота валов 7–9 м, ширина – от 70 до 200 м. Их круглые (до 25°) склоны обращены в сторону моря. Пляжи, затопляемые во время приливов, примыкают лишь к пологим берегам. Ширина их не превышает первых десятков метров, поверхность плоская с распространением крупнообломочного материала. Косы приурочены к приустьевой части долины р. Лантарь с многочисленными протоками и озерами. Они являются продуктом совместной деятельности речной и морской аккумуляции [36, 28].

Техногенный рельеф связан с обработкой месторождений. Он наиболее распространен в долинах водотоков междуречья Большой Аим–Учур, правобережья р. Юдома в ее верхнем течении, в долинах рек Кондер и Ургалан и других местах, где отработаны или разрабатываются россыпи. Формы рельефа представляют собой слабовсхолмленные поверхности со множеством бугров, ям, водоотводных канав и каналов. В местах отработки коренных месторождений, а также вдоль автомобильной дороги Нелькан–Аян имеются карьеры и выемки.

Рельеф морского дна сформировался в результате совместного действия подводной денудации и приливно-отливных течений в области шельфа Охотского моря. Морфологически поверхность современного шельфа разделяется на абразионно-аккумулятивную и аккумулятивную равнины.

Абразионно-аккумулятивная равнина занимает прибрежную часть морского дна шириной 10–15 км с изобатами до 60 м. Она представляет собой слабо наклоненную в сторону от берега всхолмленную поверхность с реликтами островов, возвышающихся над поверхностью дна на 2–3 м, ложбинами и промоинами, образованными придонными и отливными течениями, валообразными шлейфами в приустьевых частях водотоков. На разных гипсометрических уровнях равнина осложнена несколькими сглаженными уступами высотой до 3 м, которые отражают древние береговые линии, фиксирующие временные уровни моря при последней послеледниковой трансгрессии [146, 269].

Аккумулятивная равнина на глубинах с изобатами 60–65 м плавно сочленяется с абразионно-аккумулятивной. На территории листа ее поверхность (около 60 км²) ровная, практически горизонтальная.

История развития рельефа. Основные черты современного рельефа были заложены, по-видимому, в конце позднего мела на завершающем этапе орогенно-магматической активизации территории. Вероятно, в маастрихте начался процесс выравнивания орогенно-активизационного рельефа, достигший своего максимума в палеогене [31]. По представлениям некоторых исследователей [27, 139 и др.], в палеогене район являлся частью обширной области корообразования, но достоверных данных о наличии в нем палеогеновых кор выветривания пока не получено.

Предположительно с эоцена в районе начались восходящие блоковые движения, вызвавшие расчленение палеогеновой поверхности выравнивания, и в плиоцене в нем сформировались гидросеть и основные сводовые и глыбовые морфоструктуры, близкие к современным. Следы плиоцен-эоплейстоценовой и раннеэоплейстоценовой речной и озерной аккумуляций, равно как и аккумулятивные формы рельефа этого времени в основном уничтожены неоплейстоценовыми оледенениями. Они сохранились в местах замедленного воздымания территории, которые ныне выглядят как котловины с выровненной и заболоченной поверхностью, занятой многочисленными озерами Мар-Кюельской и Северо-Мар-Кюельской групп.

Поднятие территории продолжалось на протяжении всего четвертичного периода. В среднем и дважды в позднем неоплейстоцене здесь проявились процессы полупокровного и горно-долинного оледенений, оставивших в той или иной степени сохранившиеся цирки, троговые долины, моренные гряды и валы. В этапы межледниковий и постледниковья вплоть до настоящего времени они подверглись и подвергаются интенсивному преобразованию, обусловленному гравитационными, морозно-нивальными и флювиальными процессами.

В настоящее время вся территория испытывает неоднородное поднятие, наиболее интенсивное на ее южной и восточной окраинах, где расположены средне-высокогорные хребты Лурикан, Улканский, Джугджур, Прибрежный, Улахан-Бом, Челат и другие. Об этом свидетельствуют интенсивное расчленение склонов горных сооружений, широкое развитие на них щебенчато-глыбовых коллювиальных отложений, продолжающееся накопление обломочного материала в пролювиально-делювиальных шлейфах у подножий горных хребтов, резкие и крутые изгибы долин рек, развитие в них antecedentных участков, обилие в руслах водотоков порогов и перекатов, висячие устья распадков и относительно небольшая мощность руслового и пойменного аллювия.

В совокупности процессы рельефообразования обусловили формирование россыпных месторождений в местах нахождения рудогенерирующих формаций. Так, в Кет-Капском серебряно-золоторудно-россыпном районе рудная минерализация генетически связана с интрузиями одноименного комплекса, которые образуют экзотический хребет, возвышающийся на фоне холмисто-увалистого низкогорного рельефа. Благодаря воздыманию последний подвержен интенсивной эрозии и размыву с образованием

золотоносного аллювия и накопления его на участках резкого выполаживания рельефа у подножий склонов. Интрузии кондерского комплекса в Чадско-Кондерском руднороссыпном районе, являющие собой магматические диапиры, в современном рельефе выражены в виде кольцевых структур. Благодаря воздыманию, центральные части структур, сложенные платиноносными ультраосновными породами, интенсивно эродируются, что обеспечивает образование россыпей в долинах размывающих их водотоков. Аллах-Юньский золоторуднороссыпной район Южно-Верхоянской минерагенической зоны и Преддзугджурская минерагеническая зона геоморфологически находятся в областях среднегорного, преимущественно крутосклонного рельефа, морфологически представляющего собой сводово-глыбовые поднятия, разделенные грабенообразными долинами, благоприятными для формирования россыпей.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В истории геологического развития территории намечается семь основных этапов, с которыми связано формирование структурно-вещественных комплексов юго-восточной части Сибирской платформы, Верхояно-Колымской складчатой системы и наложенных орогенно-активизационных вулканоплутонических структур.

Архейский этап геологического развития может быть реконструирован лишь в общих чертах. Предполагается, что в архее вся территория листа входила в подвижную область (Шульдинер, 1983), в развитии которой выделяются три цикла, отвечающих алданию (более 3500 млн лет), становию (3500–3150 млн лет) и сахаборию (3150–2500 млн лет) [117].

Алданский цикл проявлен на Алдано-Становом щите. В течение цикла формировались, очевидно, в основном магматические комплексы основного и среднего состава (тырканская и джанинская серии), которые послужили вмещающей средой для крупных пластообразных интрузий древнеджугджурского габброанортозитового комплекса. В конце цикла магматиты испытали складчатость, метаморфизм в условиях гранулитовой фации высоких ступеней и региональный натриевый метасоматоз, приведший к образованию эндербитов и чарнокитов с сопутствующей мигматизацией (древнеалданский комплекс).

Становой цикл наиболее полно выражен на Батомгском выступе. С ним связано формирование, по-видимому, вулканогенно-осадочных и магматических образований преимущественно среднего состава (батомгская серия), в которые внедрились субсогласные интрузивы габброидов (утукачанский комплекс). На завершающей стадии цикла они были вовлечены в складчатость и метаморфизм амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, сопровождавшиеся становлением крупных складчатых массивов кварцевых диоритов (джагдаканский комплекс) и автохтонной гранитизацией (хоюндинский комплекс).

В сопредельных блоках Становой системы этот цикл проявился в становлении субсогласных интрузий кварцевых диоритов токско-алгаминского комплекса (возрастного и формационного аналога джагдаканского комплекса) и плагиогранитной мигматизацией. В Тырканском блоке в связи со становым циклом гранулитовые породы претерпели диафторез в амфиболитовой фации в относительно узких зонах северо-западного простираения, вероятно, приуроченных к разломам древнего заложения.

Сахаборский цикл проявлен в Тырканском и Луриканском блоках Алдано-Станового щита. По последовательности формирования комплексов он сходен со становым циклом. Накопившиеся в этот период вулканогенно-осадочные, в меньшей мере терригенные и карбонатные толщи были интродуцированы габброидами (идюмо-тырканский комплекс) и совместно с субсогласными телами последних претерпели складчатость, гранулитовый метаморфизм и автохтонную гранитизацию (нюкелинский комплекс). Конец цикла ознаменовался внедрением вдоль соскладчатых разломов северо-западного простираия интрузий лейкогранитов (идюмский комплекс).

В блоках Становой системы и на Батомгском выступе следов сахаборского осадконакопления не выявлено. На Батомгском выступе сахаборский цикл выражен дискордантными интрузиями лейкогранитов тыгыматского комплекса.

Вероятно, с завершением сахабарского цикла связана консолидация раннедокембрийской земной коры, охватившая обширные территории Сибири и Дальнего Востока, с образованием Северо-Азиатского кратона [138].

Раннепротерозойский этап. В начале раннего протерозоя, в удоканское время (2500–1900 млн лет), началась процесс деструкции кратона, выраженный на территории листа его раздроблением и образованием вдоль разломов северо-восточного простираия мощных зон бластомилонитов (чумиканский комплекс). Вне видимой связи с разломами происходило формирование кольцевых платиноносных магматических структур, сложенных ультрабазитами, клинопироксенитами и габброидами (кондерский комплекс).

В улканское время (1900–1650 млн лет) процесс разрушения кратона усилился. Были заложены рифтогенные трюги – Улканский и Билякчанский, в которых накапливались преимущественно вулканиды основного и кислого состава повышенной щелочности (улкачанский, элгэтэйский комплексы, нельбачанская серия), в меньшей мере терригенные породы (топориканская свита). Рифтогенез сопровождался становлением трещинных интрузий габброидов (гекунданский комплекс) и относительно крупных массивов субщелочных гранитов (улканский, левобильякчанский комплексы).

Позднепротерозойский (рифейский) этап (1650–610 млн лет). С этим этапом связано начало формирования плитного комплекса Сибирской платформы и осадочного выполнения крупного прогиба, типа перикратонного, заложившегося в восточной части территории в результате деструкции раннедокембрийской земной коры и на заключительном этапе своего развития трансформировавшегося в Верхояно-Колымскую складчатую систему. Морской трансгрессии предшествовало образование мощной коры выветривания по породам архея и раннего протерозоя.

В раннерифейское время (1650–1350 млн лет) море лишь частично и с перерывами покрывало рассматриваемую территорию. Оно продвигалось с севера на юг и с запада на восток в виде заливов, в которых в обстановке мелководного континентального шельфа накапливались преимущественно терригенные отложения (уянская, учурская, билякчанская серии). В заложившихся в раннем протерозое Улканском и Билякчанском трюгах,

вероятно, унаследованно проявился рифтогенез, выраженный в излиянии базальтоидов повышенной щелочности.

В среднем (1350–1000 млн лет) и позднем (1000–610 млн лет) рифее морское осадконакопление происходило в более обширном бассейне, не охватывающем, однако, Алдано-Становой щит и Батомгский выступ в их современных границах. Оно неоднократно прерывалось (в преаимчанское, предкерпильское и предлахандинское время). Условия осадконакопления на Сибирской платформе и в Верхояно-Колымской складчатой системе были сходными (на шельфе, шельфе и пассивной континентальной окраине соответственно), что определило практически одинаковый состав рифейских толщ в обеих структурах. В первой половине среднего рифея преобладало терригенное (аимчанская серия и нижняя подсерия керпильской серии), во второй половине среднего и первой половине позднего рифея – карбонатное (верхняя подсерия керпильской серии и лахандинская серия) осадконакопление. Во второй половине позднего рифея карбонатное осадконакопление постепенно сменяется терригенным (уйская серия), протекавшим синхронно с рифтогенезом, выразившимся в формировании силлов и даек долеритов, габбродолеритов и базальтов улаханбамского комплекса и заложением долготных пологих разломов в Юдомо-Майской СФЗ.

В конце позднего рифея, вероятно, в связи с байкальским циклом тектогенеза, рифейский осадочный чехол Сибирской платформы местами был деформирован с образованием широких пологих малоамплитудных брахиструктур. С этим же циклом связывается становление интрузий щелочных пикритов лексеновского и щелочно-ультрамафитовых пород и карбонатитов ингилийского комплексов с уран-редкометалльным и редкоземельным оруденением (Ингилийский, Хамнинский, Горноозерский массивы), а на завершающей стадии его – воздымание территории и ее пенепленизация.

Позднепротерозойский – раннепалеозойский этап (610–490 млн лет). В венде и кембрии область морской сидементации на Сибирской платформе и на большей части территории Верхояно-Колымской складчатой системы (Кыллахская подзона Юдомо-Майской СФЗ) находилась примерно в тех же границах, что и в рифее. В этот период в обстановке мелководного континентального шельфа в ней накапливались терригенно-карбонатные и карбонатные отложения (юдомская серия, пестроцветная, иниканская, чайская, устьмайская, джунюканская свиты). В Сетте-Дабанской подзоне Юдомо-Майской СФЗ осадконакопление происходило в условиях более глубоководного шельфа на пассивной континентальной окраине, и в составе терригенно-карбонатных осадков несколько возросла доля терригенной составляющей (юдомская и мурамнянская серии).

В юго-восточной части территории, в заложившемся в рифее Аяно-Шевлинском перикратонном прогибе – узком седиментационном бассейне, следы которого прослеживаются вдоль юго-восточной окраины Алдано-Станового щита от верховий р. Уда до охотского побережья в устье р. Улкан (охотской), в венде и начале раннего кембрия отлагались преимущественно алевропелитовые осадки (килькинская свита), а в раннем кембрии после

небольшого перерыва – карбонатные (нячинская свита). Вероятно, в раннем же кембрии они были вовлечены в каледонскую складчатость.

В конце этапа, на рубеже кембрия и ордовика, в районе преобладали восходящие движения, и он испытал общее воздымание.

Р а н н е - с р е д н е п а л е о з о й с к и й э т а п (490–340 млн лет) охватывает период от ордовика по турнейский век карбона.

В ордовике на большей части Сибирской платформы и в Кыллахской подзоне Юдомо-Майской СФЗ Верхояно-Колымской складчатой системы осадконакопление прекратилось. В Сеттэ-Дабанской подзоне в течение ордовика и силура оно проходило примерно в такой же обстановке, что и на предыдущем этапе. Здесь непрерывно накапливались в основном шельфовые карбонатные и терригенно-карбонатные осадки (саккырырская, лабыстахская свиты, тасканская серия). После перерыва, приходящегося на ранний девон, вероятно, в небольших приразломных впадинах в среднем, позднем девоне и раннем карбоне отлагались преимущественно карбонатные осадки (бурхалинская серия, яманская толща, хамамытская свита).

В Аяно-Шевлинском прогибе осадконакопление имело несколько иной характер. В раннем–среднем ордовике здесь отлагались преимущественно терригенные осадки (уйкинская свита), а в силуре после ашгил-лландовейского перерыва – терригенно-карбонатные и карбонатные (лантарская свита). Такие же осадки отлагались в раннем–среднем и позднем девоне после перерыва со второй половины лудлова по лохков. Этап в прогибе завершился складчатостью и внедрением габбро-диорит-гранитных интрузий позднедевонского лантарского комплекса.

Позднедевонская активизация тектонических движений проявилась и в восточной части Сибирской платформы и Юдомо-Майской СФЗ Верхояно-Колымской складчатой системы. С нею связано внедрение даек и силлов долеритов омнинского комплекса.

П о з д н е п а л е о з о й с к и й – р а н н е м е з о з о й с к и й э т а п наиболее полно отражен в стратиграфическом разрезе Южно-Верхоянской СФЗ. Он охватывает интервал времени от серпуховского века карбона до начала ранней юры, когда без видимых перерывов в осадконакоплении был сформирован мощный пассивноукраинный комплекс (верхоянский) терригенных отложений преимущественно склонового типа, развитый в основном на сопредельной с северо-востока территории. В рассматриваемом районе верхоянский комплекс представлен отложениями только позднего палеозоя. С серпуховского века по касимовский век состав осадков здесь был преимущественно глинисто-алевритовый (хатынахская, наталинская, эчачанская свиты). В последующем роль песчаной составляющей в осадках постепенно возрастала, вероятно, в связи с нарастающим обмелением седиментационного бассейна, которое достигло своего максимума к началу уфимского века (менкеченская свита). По-видимому, в конце перми седиментационный бассейн Южно-Верхоянской СФЗ начал сокращаться, и южная часть последней была выведена из области осадконакопления.

Сибирская платформа в позднем палеозое и триасе представляла собой область поднятия и размыва, и лишь в ранней и средней юре ее чехол стал наращиваться терригенными отложениями, вначале прибрежно-морскими и

континентальными (укугутская свита), затем морскими (красноалданская, сугджинская свиты).

Юдомо-Майская СФЗ тоже находилась в основном в области поднятий, но в Кыллахской подзоне в приразломных впадинах, заложившихся на предыдущем этапе, в касимовском и гжельском веках позднего карбона, сакмарском и артинском веках ранней перми и в ранней–средней юре в условиях мелководного шельфа прибрежно-морской зоны накапливались однотипные терригенные отложения.

Этап завершился складчатостью, главная фаза которой приходится на позднюю юру. В Южно-Верхоянской СФЗ одновременно со складчатостью происходило заложение разломов типа сбросов и взбросов, затрагивающих кристаллический фундамент. В Кыллахской подзоне складчатость привела к образованию складчато-надвиговых структур. Долготные пологие разломы, заложившиеся еще в позднем рифее, приобрели листрический характер. По наиболее крупному из них – Нельканскому надвигу – толщи рифея Юдомо-Майской СФЗ были надвинуты на кембрийские и юрские отложения чехла Сибирской платформы, которая не была вовлечена в процесс складкообразования.

Позднемезозойский этап начался в конце поздней юры и продолжался в течение мела до конца кампанского века. С ним связано формирование вулканических и плутонических комплексов на активной континентальной окраине Тихоокеанского подвижного пояса, которое происходило в два подэтапа. Ранний подэтап (поздняя юра–баррем) ознаменовался заложением Удско-Куйдусунской ветви Охотско-Чукотской вулкано-плутонической области. Он начался с формирования верхнеюрской вулканогенно-осадочной молассы, известной на сопредельной с востока территории. В рассматриваемом районе подэтап проявился в излиянии в берриасе–валанжине лав среднего состава (немуйканская свита), в готериве–барреме – становлением интрузий гранодиоритов и гранитов удского комплекса.

Северо-западнее Охотско-Чукотской вулкано-плутонической области, в Учуро-Кет-Капском вулкано-плутоническом районе, с поздней юры по валанжин происходило излияние лав среднего и основного состава повышенной щелочности (бокурская серия), а в готерив-барремское время – внедрение интрузий монцодиоритового кет-капского комплекса, с которыми связана золоторудная минерализация.

В Верхнеудомском плутоническом районе, находящемся в перивулканической зоне, подэтап выражен внедрением небольших интрузивов гранодиоритов уэмляхского комплекса.

Поздний подэтап охватывает период от альбского по кампанский века и проявлен только в Охотско-Чукотской вулкано-плутонической области. Он начался с накопления раннеальбской туфогенной молассы (мериконская свита), которое сменилось субаэральным вулканизмом пестрого – от базальтов до дацитов во второй половине альба–сеномане (магейская, мотаринская свиты) и кислого повышенной щелочности в течение туронского и коньякского веков (тунумская свита) состава. Завершился подэтап становлением крупных интрузивов джугджурского монцодиорит-

граносиенит-лейкогранитового комплекса, с которыми связана золото-серебряная минерализация в Удско-Куйдусунском вулcano-плутоническом районе. Предположительно в конце подэтапа сформировались основные черты современного рельефа территории.

В маастрихте магматическая деятельность в районе прекратилась. К началу палеогена орогенно-активизационный рельеф был в основном выровнен, но, вероятно, на месте современных хребтов Лурикан, Джугджур, Кет-Кап, Становой существовали островные горные гряды [31].

По-видимому, с эоцена район начал испытывать восходящие блоковые движения разной интенсивности, и к неогену в нем заложилась речная сеть, близкая к современной. В долинах рек и в акватории Охотского моря в плиоцене, эоплейстоцене и раннем неоплейстоцене накапливались озерные, озерно-аллювиальные и аллювиальные песчано-галечниковые отложения.

В среднем неоплейстоцене на древних денудационных поверхностях формировались ледниковые, а в долинах рек гляциофлювиальные и аллювиальные образования, которые в последующем на большей части территории были уничтожены позднеплейстоценовыми полупокровными и горно-долинными оледенениями. Вероятно, с завершением последнего позднеплейстоценового оледенения и в голоцене в связи с формированием современного рельефа шло накопление склоновых образований – коллювиальных, делювиальных, солифлюкционных, а на вершинных поверхностях водоразделов – элювиальных. В долинах рек в это время продолжалась речная аккумуляция и происходило формирование россыпей золота.

В настоящее время район тектонически активен. Происходит рост горных сооружений, сопровождаемый землетрясениями умеренной силы и выраженный глубокими эрозионными врезами в современном рельефе.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Территория листа О-53 богата разнообразными полезными ископаемыми. На карту полезных ископаемых вынесены 739 объектов, из них 112 месторождений, 253 проявления, 298 пунктов минерализации, 51 шлиховой и 25 вторичных геохимических ореолов и потоков рассеяния. Основными и важнейшими полезными ископаемыми являются золото и платина. Большинство россыпных месторождений золота разведаны в начале прошлого столетия, многие из них уже отработаны. Некоторые рудные и россыпные месторождения золота отработаны частично, законсервированы или находятся в резерве. Определенные перспективы площади листа связаны с месторождениями и проявлениями черных (титан), цветных (медь, свинец, цинк, молибден, вольфрам), редких (цирконий, бериллий, ниобий и тантал) металлов, редкоземельных и радиоактивных элементов, химического (бораты), горнотехнического (мусковит, вермикулит, графит) и фосфорного (фосфориты, апатиты) сырья. В районе наблюдаются также прямые признаки нефтеносности и алмазности. Все объекты полезных ископаемых, за исключением золота и платины, в связи с неразвитой наземной транспортной инфраструктурой и удаленностью от обжитых районов, вряд ли будут востребованы в настоящее время и в ближайшем будущем.

В главе дано описание основных, типовых объектов полезных ископаемых, характерных для конкретного рудного района или рудного узла. Информация по всем объектам помещена в БД «Полезные ископаемые». Ряд объектов с непромышленными содержаниями полезных ископаемых, ранее классифицированных как месторождения, переведены в ранг проявлений.

Минерагеническое районирование листа О-53 проведено на основе схем районирования, разработанных при составлении серийных легенд ГТК-200/2 и Легенды Дальневосточной серии листов ГТК-1000/3.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ

В восточной части Селендино-Инникянского прогнозируемого нефтегорючесланцевого района известно проявление нефти на левобережье р. Лаханда (П-3-5). Здесь, в пределах брахиантклинали структуры,

пробурена Лахандинская скважина глубиной 591,25 м, в которой в интервале 510,83–513,17 м из небольших каверн доломитовых известняков лахандинской серии верхнего рифея была извлечена капельно-жидкая ароматическая нефть светло-желтого цвета, результаты анализа которой не сохранились. Карбонатный материал неравномерно пропитан черным и бурым окисленным битумоидом (особенно в интервале 287,4–292,9 м), образующим бесформенные пятна, при этом рядом имеются каверны без следов битумоида [406]. Здесь же, в верховьях р. Лаханда, среди известняков лахандинской серии выявлен 2-метровый пласт среднернистых черных кварцевых песчаников, содержащих 10,2–13,1 % битума типа асфальтита, имеющего состав (%): С – 82,62–86,2; Н – 9,01–11,3; N + O – 1,65–2,41; S – 0,03–0,82. При горении битум вскипает, превращаясь в легкоподвижную жидкость. Растворимость его в бензоле составляет 76 %, в бензине – 20 %; калорийность – 9500 ккал/кг [32, 141, 98].

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В Селендино-Инникянском прогнозируемом нефте-горючесланцевом районе выявлены *три проявления горючих сланцев*: реки Улах (II-2-1), Чыян (II-2-2), Аим (III-2-3). Линзовидные и пластообразные тела известковистых битуминозных пород мощностью до 1 м, протяженностью десятки метров залегают в нижне-среднекембрийских (чайская и инниканская свиты) терригенно-карбонатных породах. Битум равномерно пропитывает карбонатную массу, содержание легкого битумоида 0,0005–0,04 %, среднего битумоида – 0,07–0,11 %, органического углерода – до 17,3 %. Комплексным анализом установлены: асфальтены – 7,6–33,9 %, петролейно-эфирные смолы и масла – 27,31–50,19 %, битуминоидный коэффициент колеблется от 0,51 до 6,7. При ударе молотком породы издают запах битума и горят на костре коптящим пламенем. Проявления неперспективные и могут указывать только на наличие битумоидов в карбонатных породах [364, 109, 92].

Кроме того, отмечены многочисленные скопления твердых битумов (мальты) в виде налетов и примазок по трещинам и плоскостям наслоения в карбонатных породах кембрия, верхнего и среднего рифея. Содержание битумов составляет 0,15–0,68 %. Состав их (%): С – 76,88–88,26; Н – 6–3,5; S + N + O – 0,6–13,27. Компонентный состав (%): асфальтены – 0,23–16,9; масла – 18,77–25,6; смолы – 2,31–29,0, редко до 48,2 [141, 98].

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. Железорудная минерализация распространена в Сибирской, Верхояно-Колымской и Джугджуро-Становой минерагенических провинциях. Установлено 50 пунктов минерализации железа, представляющих осадочный, плутоногенный и метаморфогенный типы минерализации.

Оруденение осадочного типа проявлено в Кыллахской, Преддзугджурской, редко в Сетте-Дабанской минерагенических зонах и в Ингилийском рудном узле. Оно представлено гематитовыми, лимонит-гематитовыми, сидеритовыми и бурожелезняковыми рудами.

Гематитовые и лимонит-гематитовые руды залегают в виде прослоев и пластов, в основном среди терригенно-карбонатных отложений лахандинской и керпыльской серий верхнего и среднего рифея соответственно мощностью 0,05–0,4 м, иногда до 1,7 м и протяженностью 10–20 м, реже до 100–300 м и редко до 700–800 м (руч. Ойусардах – I-4-1, Эльгекянский – I-4-9). Руды плотные, массивные и конкреционные с содержанием FeO 41–56,6%, редко до 76,24% [96]. Иногда (р. Аллара-Отокит – IV-4-1, р. Мая – IV-4-3, Игникан – IV-5-5, IV-5-8), пласты ожелезненных аргиллитов мощностью 10–30 м и протяженностью 120–300 м содержат 4–8 линз (мощностью до 0,25 м) конкреций и желваков (5–10%) гематит-лимонитовых руд. Содержание FeO – 33,1–73,4%, Fe₂O₃ – до 10% [304, 272, 68, 96].

Сидеритовые руды распространены в отложениях лахандинской, реже керпыльской серий рифея (Нерюэн-1 – II-3-2, Нерюэн-2 – II-3-3, оз. Этеге – II-3-4, верховье рек Талая – II-3-6, правобережье р. Тайма – II-5-29, руч. Талындая-1 – III-3-1, руч. Талындая-2 – III-3-2, скалы Сыгарыя – III-3-5) и часто приурочены к границе с доломитами юдомской серии венда. Горизонты ожелезненных алевролитов и аргиллитов мощностью 6–15 м вмещают линзо- и пластообразные залежи сидеритовых руд мощностью до 2 м, длиной 15–200 м. Руды содержат желваки и конкреции (размером 1–5 см) сидерита (до 15%). Содержание железа 27,4–59,5%, иногда присутствует цинк (до 1%) [486, 152, 362, 141, 321].

Бурожелезняковые руды сосредоточены также в рифейских отложениях лахандинской (р. Ордвокуя – II-3-7, р. Улахан-Крестях – II-4-2, р. Большой Кандык – II-4-5, р. Ингили – III-4-7, р. Челасин – IV-6-7, IV-6-8) и керпыльской (бассейны рек Мая – III-4-10, III-4-12, III-4-13, III-4-14, III-6-24 и Нет – III-6-26, III-6-27, III-6-32) серий. Пласто- и линзообразные залежи мощностью 0,1–0,65 м, редко 1,0–3,0 м, протяженностью 50–100 м, реже 300–500 м сложены глинисто-железистыми породами с бобовидными, шлаковидными, корковидными стяжениями бурого железняка и его отдельными прослоями (0,1–0,2 м). Содержание FeO 32,4–74,2%, Fe₂O₃ – до 15,4% [243, 366, 362, 111, 6].

Оруденение плутоногенного типа установлено в Преддзугджурской, Учуро-Батомгской и Дзугджурской минерагенической зонах. Титаномагнетитовые руды представлены рассеянной вкрапленностью титаномагнетита в раннепротерозойских лейкогаббро гекунданского комплекса (р. Правый Тум – VI-3-20, р. Нимар – VI-3-25), в габбро древнедзугджурского комплекса (р. Маймакан – VI-4-26), базальтах элгэтэйской свиты (верховье р. Улкан – VI-3-16). Содержание FeO 11,6–23,1%, TiO₂ – 1,9–5,3%, P₂O₅ – 0,41–1,8% [233]. В раннеархейских анортозитах локализована залежь (200×60×2 м) железных руд (лимонит, пирит) с содержанием Fe₂O₃ 50,5–69,1%, FeO – 1,1–1,44%, меди – 0,1–1,0% (Лимонитовый – VI-5-18). В туфах риолитов тунумской свиты верхнего мела выявлены три магнетитовые

жилы мощностью 0,1–1,5 м, прослеженные на 60 м, с содержанием Fe_2O_3 78%, FeO – 12% (Магнетитовый – VI-5-20) [410]. Секущая магнетитовая жила мощностью 10 м и протяженностью 300 м установлена в экзоконтакте штока раннемеловых монцититов среди песчаников керпильской серии (Верхненикийский – IV-2-16). Она содержит 70,15% FeO и 25,89% Fe_2O_3 [88].

Оруденение метаморфогенного типа известно в междуречье Тотта–Северный Уй (IV-6-3, IV-6-4), где в метаморфизованных кремнистых породах (кварцитах) биликчанской серии встречаются прослой и линзы мощностью 1–3 м и протяженностью 100–200 м гематитсодержащих кварцитов (содержание гематита 70–80%). Содержание окислов железа 66–85%, TiO_2 – 0,3–0,5% [273, 366].

Все пункты железорудной минерализации имеют незначительные масштабы оруденения и в настоящее время не могут представлять промышленного интереса.

Титан. Титановая минерализация проявлена в юго-восточной части территории листа, в Удской и Джугджурской минерагенических зонах, где известно 11 проявлений (из них три россыпепроявления), восемь пунктов минерализации и один вторичный литохимический ореол рассеяния титана.

Проявление Инняхское (VI-6-34) локализовано в пределах линейно-вытянутого в юго-западном направлении массива позднедевонских(?) ильменитсодержащих амфиболизированных габбро. Оно представлено рудным телом длиной 2,9 км, мощностью 200–250 м, прослеженное на глубину 200–250 м. Рудные минералы – ильменит, реже титаномagnetит – присутствуют в виде равномерной вкрапленности (размер вкрапленников до 5–6 мм). Содержание титана в руде 0,8–5,0% (среднее по рудному телу – 2,7%, двуокиси титана – 4,5%). При гравитационном обогащении руды (три технологические пробы – 3–5 т) с дальнейшей доводкой электромагнитной сепарацией выход ильменитового концентрата составил 6,4% с содержанием в нем двуокиси титана 33,5% при извлечении 47,5%. Запасы титана были оценены по категории C_2 в 10 млн т (17 млн т TiO_2), что соответствует крупному месторождению [228, 36, 249]. Из-за низких содержаний титана и невысокого выхода ильменитового концентрата этот объект переведен в разряд проявлений.

В Джугджурской минерагенической зоне проявления Тарзан (VI-5-24), Мутэхское (VI-5-31), Мукдакандинское (VI-6-30) и ряд пунктов минерализации (VI-5-38, VI-6-8, VI-6-18) представлены ильменит- и апатитсодержащими габбро, слагающими дайки и линзовидные тела северо-восточного простирания мощностью от 1–3,5 до 10–120 м и протяженностью от 100 до 2000 м. Руды в основном апатит-ильменит-титаномagnetитовые прожилково-вкрапленные и сплошные. Размер и густота вкрапленности непостоянны, иногда отмечаются линзы крупнозернистых руд размером 1 × 3,5 м. Химическим анализом точечной пробы густовкрапленной руды обнаружены (%): TiO_2 – до 20,63, Fe_2O_3 – 33,7, Cr_2O_3 – 0,18, MnO – 0,18, P_2O_5 – 2,16–9,0. В апатите сумма редких земель составляет 0,69%, циркония – более 3% [35, 353].

В Удской минерагенической зоне проявления Тайменское (VI-6-28), Анняское I и II (VI-6-29), Джулгинкитское (VI-6-31), Нижнетайменское (VI-6-32) и пункты минерализации (VI-6-9, VI-6-20, VI-6-25) представлены штоками (от 100×200 до 400×700 м), дайками (мощностью 10–15 м, длиной 250–2000 м) и линзовидными телами (от 70×250 до 300×2000 м) ильменитсодержащих амфиболизированных габбро. Содержание двуокиси титана – 1,5–11,4%, постоянно присутствует пятиокись ванадия (0,01–0,09%) [287, 36, 353, 249].

Россыпепроявления ильменита Нижнеипсинское (VI-6-1) и Верхнеипсинское (VI-6-4) долинные, мелкозалегающие. Длина каждого – 2–3 км, ширина – 10 м, мощность отложений – 1,5 м, содержание ильменита – 3–50 кг/м³. Суммарные прогнозные ресурсы этих россыпей по категории P₁ – 600 т ильменитового концентрата. Источник сноса – ильменитсодержащие габброиды [36]. Россыпепроявление в *верховьях р. Учур* (VI-3-26) длиной 8 км, шириной 700 м приурочено к пойме и первой надпойменной террасе. Содержание ильменита – 2–3 кг/м³ (максимальное – 19–36 кг/м³) до глубины 2 м. Предполагаемый источник сноса – раннепротерозойские габброиды гекунданского комплекса [24, 230].

Промышленный интерес представляет титановое оруденение в ильменитсодержащих амфиболизированных габброидах. Нашими предшественниками некоторые проявления (верховье р. Учур – VI-3-26, Мутэхское – VI-5-31, Мукдакандинское – VI-6-30, Нижнеипсинское – VI-6-1, Верхнеипсинское – VI-6-4) определены как перспективные и рекомендованы к проведению оценочных работ [449, 35, 36, 230 и др.].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. В районе известно одно малое месторождение, 15 проявлений меди, 14 пунктов медной минерализации, один шлиховой ореол рассеяния халькопирита, четыре вторичных литохимических ореола и два потока рассеяния меди, расположенные в Сетте-Дабанской, Преддзугджурской и Дзугджурской минерагенических зонах. Минерализация относится к скарновому, плутоногенному и гидротермальному плутоногенному генетическим типам медно-скарновой, никель-медной сульфидной, медно-кварц-сульфидной и медно-порфировой формаций.

Месторождение Малокомуйское (IV-6-16) является типичным представителем скарнового типа в Малокомуйском золото-меднорудном узле и приурочено к доломитам и известнякам верхнего рифея, залегающим в экзоконтакте массива позднемеловых гранодиоритов дзугджурского комплекса. В пироксеновых, гранат-пироксеновых скарнах установлены три субпараллельные залежи медно-свинцово-цинковых руд. Залежь «Центральная» субмеридионального простирания, средней мощностью 9 м и протяженностью 300 м насыщена кварц-карбонатными жилами и прожилками; рудное тело «Восточное» мощностью 2,5–16 м прослежено на 500 м; залежь «Западная» имеет среднюю мощность 12 м и протяженность 200 м. Рудные минералы: халькопирит, сфалерит, галенит, висмутин, пирит, магнетит, редко блеклая руда, шеелит, вульфенит, серебро, вторичные –

малахит, азурит, хризоколла, церуссит, пироморфит, смитсонит. Средние содержания по залежи «Центральная»: меди – 2,3 %, цинка – 2,6 %, свинца – 1,6 %; по рудному телу «Восточное»: меди – 1,42 %, цинка – 0,91 %, свинца – 0,43 %; по залежи «Западная»: цинка – 0,57 %, свинца – 0,34 %. В рудах присутствует золото (до 0,6 г/т), серебро (до 200 г/т), молибден (до 0,01 %), вольфрам (до 0,32 %), олово (до 0,05 %), висмут (до 0,62 %), бор (до 0,45 %). Запасы меди по залежи «Центральная» на глубину 150 м по категории С₂ – 33 тыс. т, цинка – 23 тыс. т, свинца – 14 тыс. т. Прогнозные ресурсы меди по категории Р₃ – 100 тыс. т [242, 346, 366].

Проявления Верхнемурамнянское (II-6-11), Снежок (IV-6-15), Танчи (V-6-19) приурочены к крупным останцам в провесах кровли интрузий меловых гранитоидов. В скарнах рудоносные зоны (залежи) шириной 20–40 м прослежены на 110–200 м. Содержание меди достигает 1–10 %, цинка – 2–5 %, свинца – 3 % и серебра – 546 г/т. На проявлении Танчи среднее содержание меди 3,7 %, цинка – 1,7 %, свинца – 1,2 %, серебра – 150 г/т на интервал мощностью 3,3 м [132, 346, 366, 354].

Плутоногенный тип представлен никель-медным сульфидным оруденением в раннеархейских анортозитах и габброанортозитах в Джугджурской минерагенической зоне, в частности, в пределах Няндоминского прогнозируемого рудного узла.

Проявление Батомгское (Авланджинское) (VI-6-12) представлено пологозалегающим (10–30°) горизонтом рудоносных пегматоидных анортозитов мощностью 5 м. Скважинами вскрыто еще семь горизонтов пирротиновых и халькопирит-пирротиновых руд мощностью 5,7–9,3 м (в среднем – 7,53 м). Рудные минералы: пирротин, халькопирит, пирит, ильменит, пентландит, магнетит, алтаит, герсдорфит. Содержание меди 0,31–0,46 %, никеля – 0,1–0,3 %, кобальта – до 0,1 %. В установленной здесь же зоне «Контактная» мощностью 7,3 м, протяженностью 3,5 км при ширине 1,5 км среднее содержание меди 0,213 %, никеля – 0,112 %, платины – 0,074 г/т и палладия – 0,152 г/т. Прогнозные ресурсы категории Р₁: меди – 235 тыс. т, никеля – 124 тыс. т, платины – 8,2 т, палладия – 16,8 т [208, 405]. На проявлении Няндоминское (VI-6-14) в раннеархейских анортозитах установлена зона (200 × 24 м), прослеженная скважинами до глубины 100 м, а на проявлении Скелетное (VI-6-15) – штокверк (200 × 80 м) подобных сульфидных руд. Руды проявлений бедные и в настоящее время не могут быть востребованы [36, 348, 405].

Оруденение гидротермального типа связано с зонами брекчирования, окварцевания и сульфидизации, кварцевыми и кварц-сульфидными жилами, приуроченными к зонам разломов, экзо- и эндоконтактам интрузий меловых гранитоидов. Выявлены перспективные проявления этого типа – Малоаимское (III-1-1), р. Нижний Иниканчан (III-6-12), Боронг (III-6-15), р. Маямкан (III-6-22), р. Челасин (V-6-33), Бородинское (IV-6-13); с неясными перспективами – Курелькан (III-6-29), Горахан (V-6-18), Скелетное (VI-6-15); неперспективное – Назаровское (V-6-28). Известны многочисленные пункты минерализации меди.

Проявление р. Нижний Иниканчан (III-6-12) приурочено к разрыву северо-восточного простирания и представлено зоной (шириной 10–25 м,

протяженностью 3 км) прожилкового окварцевания и сульфидизации в песчаниках верхнего рифея. Минерализация вкрапленная, участками гнездовая с халькопиритом, сфалеритом, молибденитом, азуритом, хризоколлой. Она локализована в рудных телах средней мощностью 6 м и длиной до 1500 м. Содержание меди 0,01–0,6% (среднее – 0,1%). Прогнозные ресурсы меди категории P_2 – 42 тыс. т [354]. Кроме вышеприведенных проявлений, медь установлена в полиметаллическом проявлении р. Сокурдах (II-6-24), где содержание ее в руде 0,1–3,0%, прогнозные ресурсы категории P_3 – 1,3 тыс. т [354].

Шлиховой ореол рассеяния халькопирита, литохимические ореолы и потоки рассеяния меди установлены в поле развития терригенно-карбонатных толщ рифея и приурочены к зонам дробления, лимонитизации и окварцевания с сульфидной минерализацией. Содержание меди в донных осадках 0,002–0,01%. В шлихах присутствуют халькопирит, сфалерит (единичные знаки) [272, 68, 486, 152, 5, 354].

Свинец, цинк. Эти металлы большей частью встречаются совместно. На территории листа известны два месторождения, 21 проявление, 36 пунктов минерализации свинца и цинка, четыре шлиховых ореола рассеяния галенита, фульфенита, сфалерита, смитсонита, 12 литохимических ореолов и один поток рассеяния свинца и цинка. Полиметаллическое оруденение гидротермально-осадочного и гидротермального типа стратиформной, реже скарновой формаций сосредоточено в Кыллахской минерагенической зоне, в частности в пределах Курунгского (Сарданского) и Лугун-Пуханильского прогнозируемого рудных узлов. Минерализация гидротермального жильного типа установлена в Сетте-Дабанской, Южно-Верхоянской и Преддзугджурской минерагенических зонах.

К гидротермально-осадочному типу стратиформной формации относятся месторождения Сардана (I-5-1), Уруй (I-5-6) и проявления Бытталахское (I-5-4), Муоландин (I-5-27), Сордонгнох (I-5-30), Межгорное (I-6-32), Нижний Пуханил (II-5-1), руч. Дэлндэ (II-5-2), Лугунур-Сала (II-5-8), Радужное (II-5-9), Лугун I (II-5-11), Лугун II (II-5-12), верховье р. Пуханил (II-5-13), Хочо (II-5-14), р. Малый Магалакан (II-5-15), Большеаимское (III-2-1), правобережье р. Большой Аим (III-2-2), а также ряд пунктов минерализации в терригенно-карбонатных и карбонатных породах юдомской серии венда, реже керпыльской серии среднего рифея.

Месторождение Сардана (I-5-1) представлено рудоносными горизонтами (мощностью до 90 м и протяженностью до 1500 м) метасоматически измененных доломитов, которые вмещают 17 рудных тел, в том числе – пять рудных тел на территории листа О-53 мощностью 1,5–5,8 м, редко 10 м и длиной 50–250 м, имеющих плитообразную и линзовидную форму, крутое (40–70°) падение в южном направлении. Отношение длины к протяженности по падению – 3 : 5. Руды вкрапленные, прожилково-вкрапленные и массивные, богатые в центральных частях рудных тел и бедные в краевых. Рудные минералы: сфалерит, галенит, пирит, марказит, арсенопирит, церуссит, смитсонит, англезит, гетит. Содержание свинца 0,4–21,5% (среднее – 2,5%), цинка – 2–33% (среднее – 9,5%). Среднее суммарное

содержание свинца и цинка 12%; отношение $Pb:Zn = 1:3,5$. Присутствуют (в среднем): германий – 80 г/т, кадмий – 550 г/т, серебро – 39 г/т. На месторождении проведены поисково-оценочные работы (горные, буровые и геофизические) [133]. Балансовые запасы категории C_2 , подготовленные к освоению по состоянию на 1.01.2009 г. (протокол РКЗ от 2001 г. № 555), составляют: свинца – 592,2 тыс. т, цинка – 1926, 4 тыс. т, прогнозные ресурсы категории P_1 : свинца – 2007,8 тыс. т, цинка – 6473,6 тыс. т, германия – 6,6 тыс. т, кадмия – 23,6 тыс. т, серебра – 3500 т [290].

Месторождение Уруй (I-5-6) приурочено к восточному пологому крылу синклинали, сложенной доломитами юдомской серии. Продуктивный горизонт (мощностью 35–65 м) сахаровидных метасоматически преобразованных доломитов включает четыре рудных тела мощностью 2,4–9,7 м и длиной 500–1200 м, прослеженных на глубину 150 м. Руды массивные вкрапленные и прожилково-вкрапленные с содержанием свинца 1,32–8,49%, цинка – 2,05–11,02% (среднее свинца и цинка – 10%), серебра – в среднем 70 г/т, золота – 0,2–3,2 г/т (пробирный анализ), германия – в среднем 67,3 г/т, кадмия – в среднем 240 г/т. Проведены детальные поисковые работы (горные, буровые и геофизические) [133]. Прогнозные ресурсы категории P_1 : свинца – 710 тыс. т, цинка – 1060 тыс. т, германия – 0,4 тыс. т, кадмия – 2,9 тыс. т, серебра – 1000 т [290].

Проявление Бытгалахское (I-5-4) и другие проявления такого же типа, расположенные на право- и левобережье р. Юдома, представлены пластово-линзовидными рудными зонами (залежами) в метасоматически преобразованных доломитах. В Бытгалахском проявлении они приурочены к крутым крыльям складок и к узлам пересечения субмеридиональных и субширотных разломов. Руды сфалерит-галенитовые, полосчатые, прожилково-вкрапленные, гнездово-вкрапленные с содержанием свинца 0,01–7,43%, цинка – 1,35–9,58%. В них отмечается кадмий со средним содержанием 518 г/т и германий – 60 г/т. На проявлении проведены детальные поисковые работы (горные, буровые и геофизические). Прогнозные ресурсы категории P_2 : свинца – 14 тыс. т, цинка – 54 тыс. т, серебра – 40 т [290].

К скарновому типу относятся проявления р. Дьюхта (III-5-6), Билькачанское (V-6-10) и пункты минерализации р. Турча (III-5-2) и левобережье р. Маймакан (IV-4-5). На Билькачанском проявлении оруденение приурочено к сложенному доломитами рифея провису кровли интрузии гранодиоритов джугджурского комплекса. Установлено жилообразное тело (мощностью 0,7–1,0 м, длиной 210 м) с многочисленными апофизами пироксен-гранатовых скарнов с вкрапленностью, гнездами галенита и сфалерита. Содержание цинка 0,1–20% (среднее – 4%), свинца – 0,1–8% (среднее – 2%), меди – 0,1–0,8% (среднее – 0,3%), серебра – до 200 г/т, золота – 0,1–0,4 г/т. Прогнозные ресурсы категории P_2 : цинка – 1,5 тыс. т, свинца – 0,75 тыс. т [132, 109].

Оруденение гидротермального жильного типа установлено в основном среди терригенно-карбонатных отложений нижнего палеозоя и в интрузивных и эффузивных породах мела и раннего протерозоя. Проявления р. Мопр (II-6-2), р. Сокурдах (II-6-24), руч. Ласточка (I-6-35), Нальнинджинское (VI-4-22) и многочисленные пункты минерализации представлены зонами

(мощностью до 50 м и протяженностью 300–1500 м) прожилково-жильного окварцевания, реже отдельными кварцевыми прожилками, жилами (мощностью 0,05–10 м и длиной до 200–500 м) с сульфидами, кварцевыми брекчиями, штокверками (площадью 200 м²). Проявление р. Сокурдах приурочено к узлу пересечения северо-восточного и широтного разломов в известковистых песчаниках юдомской серии. Кварцевые жилы и линзы кварца (5 × 5,5 м) содержат вкрапленность и гнезда (до 0,3–0,5 м) галенита, сфалерита, халькопирита. Содержание свинца, цинка, меди до 3 % каждого, серебра – 10–100 г/т. Прогнозные ресурсы категории Р₃: свинца и цинка – по 2,6 тыс. т, меди – 1,3 тыс. т [354]. Поисковые работы с применением горных выработок проведены на всех полиметаллических проявлениях. Предшественниками они оценены как перспективные и только Билькачанское – с неясными перспективами. На них рекомендуется проведение детальныx поисковых и оценочных работ.

Пункты минерализации имеют незначительные параметры и низкие содержания металлов. Промышленный интерес представляют концентрации свинца (до 1,6 %) и цинка (2,6 %) на меднорудном месторождении Малокомуйское (см. раздел «Медь»).

Шлиховые ореолы рассеяния минералов свинца и цинка, литохимические ореолы и поток рассеяния цинка приурочены к тектоническим разломам, экзо- и эндоконтактам интрузий меловых гранитоидов и к известным рудным объектам. В шлиховых пробах присутствуют галенит, вульфенит, пироморфит, сфалерит (1–40 знаков); содержание свинца в донных осадках до 0,06 %, цинка – 0,01–0,1 % [121, 68, 465, 112 и др.].

Никель, кобальт. В Чадско-Кондерском руднороссыпном районе известно три пункта сульфидной минерализации, приуроченной к ксенолитам пироксенитов архейского утукачанского комплекса в плагиогранитах, гранодиоритах (р. Лавландя – V-3-9, руч. Ветвистый – V-3-17) и к дайке раннепротерозойских габбро (р. Чумикан – V-3-3). Содержание никеля в штуфных пробах 0,1–0,8 % [464]. На левобережье р. Тайма (II-4-7) в окварцованных доломитах юдомской серии венда присутствует кобальт (0,3 %) в ассоциации с мышьяком (0,3 %), никелем (0,06 %) и цинком (0,1 %) [112].

Повышенные содержания никеля (0,88 %) и кобальта (0,1 %) установлены в меднорудных проявлениях Батомгское (VI-6-12) и Нядоми (VI-6-14) (см. раздел «Медь»).

В литохимических ореолах рассеяния донные осадки содержат никель 0,06 % (IV-5-4), кобальт 0,04–0,1 % (III-4-11) [68, 6].

Молибден. Молибденовое оруденение сосредоточено в Курун-Уряхском руднороссыпном, Иниканском, Большекомуйском и Челасинском прогнозируемых рудно-россыпных узлах. Известно семь проявлений, девять пунктов минерализации молибдена и три шлиховых ореола рассеяния молибденита. Оруденение относится к скарновому и гидротермальному плутоногенному типам молибденовой скарновой, молибденовой грейзеновой и молибденит-кварцевой жильной формациям.

Оруденение скарнового типа установлено в терригенно-карбонатных породах рифея и кембрия в экзоконтактах и провисах кровли интрузий меловых гранитоидов джугджурского и уэмяхского комплексов. Пироксеновые и гранат-пироксеновые скарны слагают тела мощностью 2–12 м и протяженностью 80–250 м. Молибденит в ассоциации с халькопиритом, шеелитом образует неравномерную вкрапленность, тонкие прожилки (3 мм) и гнезда. Содержание молибдена 0,01–0,6%, вольфрама – 0,01–0,07%, меди – 0,01–1%, цинка – 0,4% (проявления Западное – П-6-18, Осинное – IV-6-19 и др.) [4, 110, 313].

Молибденовая минерализация гидротермального плутогенного типа локализована в вулканитах магейской свиты, осадочных породах верхнего рифея и гранитоидах джугджурского комплекса в эндо- и экзоконтактах меловых интрузий. Проявления представлены жильно-прожилковыми зонами (до 40 × 1000 м) и зонами (3 × 550 м) кварц-серицитовых метасоматитов (Шмыринское – IV-6-20), линейным штокверком размером 10–20 × 350 м (р. Верхний Иникачан – III-6-20), **кварцевыми прожилками, жилами** мощностью 0,3–0,5 м в гранитах (Билякчан – V-6-36, руч. Лесной – V-6-37) и грейзенизированными гранитами на площади 0,5 × 1 км (руч. Большой – V-6-34). Молибденит образует тонкую вкрапленность, розетки, редко гнезда в ассоциации с халькопиритом, пиритом, иногда галенитом, вольфенитом, ванадинитом, турмалином. Содержание молибдена 0,007–0,3%, редко 1–3%, меди – до 0,2–1,0%, мышьяка – до 1%, иногда присутствуют свинец, цинк (до 0,2% каждого), вольфрам (до 0,9%), серебро (до 170 г/т), золото (до 2,8 г/т) [295, 296, 465, 110, 354].

Молибден присутствует также в молибден-урановых проявлениях Элгэтэ (VI-2-16) и Топорикан (VI-3-1) (см. раздел «Уран»).

Интерес представляют проявления Западное, Шмыринское, Осинное, оцененные как перспективные. На них рекомендуется проведение оценочных работ. Перспективы остальных проявлений не ясны.

Шлиховые ореолы рассеяния молибденита тяготеют к разрывным нарушениям и приконтактовым зонам интрузий субщелочных гранитов улканского комплекса (реки Ыччакыт – I-4-4, Тыркан – VI-1-2, Сютюкян – VI-2-24). Содержание молибденита в шлиховых пробах – 1–10, редко до 20 зерен [456, 148, 149, 96].

Вольфрам. В Курун-Уряхском руднороссыпном узле и Предджугджурской минерагенической зоне установлены два проявления вольфрама скарнового типа в экзоконтакте интрузий гранодиоритов и кварцевых диоритов джугджурского и уэмяхского комплексов.

Проявление Муромец (II-6-23) представлено **три зонами гранат-магнетит-пироксеновых скарнов** мощностью 6–13 м и протяженностью 0,7–1,2 км в карбонатно-терригенных породах кембрия. Шеелит в виде вкрапленности (1–5 мм) и тонких прожилков присутствует в ассоциации с халькопиритом и молибденитом. Содержание триоксида вольфрама 0,19–0,27%, меди – 0,1–2,2%, молибдена – 0,02–0,05%, серебра – 32–56 г/т, золота – 0,8–3,4 г/т. Прогнозные ресурсы вольфрама категории P₂ – 3,02 тыс. т, меди – 16 тыс. т, молибдена – 4 тыс. т [354].

Проявление Северное (IV-6-1) приурочено к субмеридиональной зоне ($0,35 \times 1,0$ км) скарнов и скарнированных пород, в пределах которой на площади 120×300 м выявлены линзы шеелитоносных скарнов с содержанием триоксида вольфрама 0,05–0,55 % (в штучных пробах – до 2,14%) и молибдена – 0,01–0,12%. Перспективы проявления не ясны [273, 250, 110].

Высокие содержания вольфрама (1,99–2,53%) установлены в циркониевых рудах месторождения Алгама (II-4-8) (см. Раздел «Цирконий»).

Олово. Собственно оловянные проявления на территории листа не известны. Повышенные содержания олова (до 0,1, иногда 1%) установлены в проявлениях бериллия: Малое (VI-3-13), Гельвиновое (VI-3-18), руч. Крутой (VI-3-19) или вблизи них в Улканском рудном узле, а также в скарновых проявлениях боратов Меваинское (IV-6-11), Горное (IV-6-12) и Юбилейное (V-6-4).

Алюминий. В северной части Учуро-Батомгской редкоземельно-платиново-редкометалльной руднороссыпной минерогенической зоны известны два проявления и шесть пунктов минерализации алюминиевого сырья. Проявления представлены бокситами и аллит-бокситами древней коры выветривания по доломитам керпыльской серии среднего рифея – р. Усе-Кыллах (III-3-9) и р. Ингили (III-3-10). Мощность бокситовых залежей 0,5–3 м, ширина – 50 м, протяженность – 300–500 м. Иногда бокситы выполняют карстовые и эрозионные полости глубиной более 1,5–2,0 м (правобережье р. Мая) и представляют собой пестроцветную железисто-глинистую породу с многочисленными «гнездами» и вкрапленностью каолинит-аллофан-гиббситового состава. Содержание (%) глинозема 34,18–45,46, окиси железа – 6,38–19,67, кремнезема – 8,92–22,49; глиноземистый модуль 1,61–4,5. Проявления перспективные, на них рекомендуется постановка поисково-оценочных работ [252]. В пунктах минерализации по рекам Усе-Кыллах (III-3-4), Аллара-Кыллах (III-3-6), Берек (III-4-9), Айля (III-6-21) и ручьям Абыла-Макон, Верхний Тумак (III-4-15) содержание глинозема 32,5–53,9% на мощность 0,1–0,7 м, редко 1,3–1,8 м; глиноземистый модуль 1,54–2,5 [362, 253, 252, 152].

Позднерифейские ультраосновные щелочные породы с высоким содержанием нефелина (ийолит-уртиты) Ингилийского массива содержат 21–26% окиси алюминия. На алюминиевое сырье они не изучались, перспективы их не ясны [6].

Кроме того, в качестве потенциального источника глинозема могут рассматриваться лабрадориты Джугджурского анортозитового массива, содержащие до 31% Al_2O_3 и соответствующие по валовому химическому составу нефелиновому сырью второго и третьего сортов [105]. Возможность извлечения из них глинозема с попутным получением соды, поташа и высокосортового цемента доказана опытными технологическими испытаниями [125].

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Бериллий. На площади листа известны одно среднее месторождение, шесть проявлений и один пункт минерализации бериллия, большинство из которых локализованы в Улканском рудном узле и связаны с раннепротерозойскими щелочными и субщелочными гранитами улканского комплекса. Они относятся к гидротермальному плутогенному типу берtrandитовой кварц-альбит-аргиллизитовой и берtrandит-фенакитовой кварц-серицитовой формаций.

Месторождение Бугундинское (VI-3-11) расположено в зоне пересечения крутопадающих разлома северо-восточного простирания и опереющих его трещин северо-западного направления, что определило крестообразную форму основного рудного тела, сложенного дробленными альбитизированными щелочными гранитами и метасоматитами. Мощность его 10–55 м (в среднем 37 м), длина на северо-восток – 440 м и на северо-запад – 330 м. Рудная залежь характеризуется высокой (до 2150 мкР/ч) радиоактивностью. 11 рудных тел мощностью от 0,5 до 6–8 м, длиной до 80 м и несколько рудных гнезд (0,1 × 1 м), образуют субмеридионально вытянутый штокверк протяженностью 800 м. Контакты рудных тел с вмещающими породами как постепенные, так и резкие. Рудные минералы: берtrandит, фенакит, бастнезит, пирохлор, циркон, монацит, колумбит, ксенотим, торит, гематит и др.

Содержание (%) окиси бериллия в рудах 0,06–1,125 (среднее 0,17), церия – 0,1–3,0 (среднее 0,49), лантана – до 1,0, тория – до 0,72, иттрия – до 0,4. В рудных телах выделяются обогащенные интервалы мощностью 22 и 16 м со средним содержанием окиси бериллия соответственно – 0,28 и 0,15%. Запасы окиси бериллия категории С₁ – 3,52 тыс. т.

В окрестностях месторождения известно три проявления (в 2–3 км к западу и югу) – Западное, Южное и Левая Бириндя (на КПИ не вынесены), представленные телами (мощностью 10–30 м, длиной 100–1000 м) гематит-кварц-альбитовых метасоматитов с флюоритом и линзовидным телом (200 × 500 м) альбититов. Содержание окиси бериллия 0,13–0,165%, суммы редких земель – до 1%, ниобия – до 0,2%.

Общие прогнозные ресурсы месторождения и проявлений категории Р₁: окиси бериллия – 19,46 тыс. т, суммы редких земель – 16,2 тыс. т, пятиокси ниобия – 0,8 тыс. т; категории Р₂: окиси бериллия – 1,9 тыс. т, суммы редких земель – 3,7 тыс. т [159, 160, 24, 230].

Проявление Гельвиново (VI-3-18) представлено восьмью зонами (мощность 10–60 м, протяженность 60–230 м) кварц-полевошпатовых, кварц-альбитовых метасоматитов и альбититов с линзами и жилами мощностью до 2,2 м магнетит-кварц-гентгельвинового состава с флюоритом. Средние содержания окиси бериллия в жилах 0,04–0,18%, церия – до 0,3%, лантана – до 0,2%, иттрия – до 0,1%, олова – до 0,3%, тантала – 0,02%, цинка – до 13%. Прогнозные ресурсы категории Р₂: окиси бериллия – 8,1 тыс. т, суммы редких земель – 4,8 тыс. т, пятиокси тантала – 0,3 тыс. т, олова – 0,37 тыс. т, цинка – 12,2 тыс. т [160, 24, 230].

Другие проявления Улканского рудного узла – Элгэтэ Восточное (VI-2-17), Скальное (VI-2-19), группа однотипных сближенных проявлений – Малое, Фланговое, Колорита, Северный Ныгван (VI-3-13) и проявление руч. Крутой (VI-3-19) – **недостаточно изучены. На них рекомендуются** детальные поисковые и оценочные работы. Суммарные прогнозные ресурсы окиси бериллия Улканского рудного узла составляют: категории P_1 – 19,46 тыс. т, категории P_2 – 22,6 тыс. т, категории P_3 – 7 тыс. т.

В северной части Кыллахской минерагенической зоны известно проявление бериллия Хамнюк (I-5-22), **приуроченное к трещиноватым и брекчированным известнякам** лахандинской серии. В них установлено два рудных тела мощностью 0,5–25 м и протяженностью 100–110 м, представляющих собой зоны тонкого прожилкования карбонатного и барит-флюорит-карбонатного составов субмеридионального простирания с крутым (70–80°) падением на запад. Они характеризуются значительной (до 1200 мкР/ч) радиоактивностью. Рудные минералы: фторкарбонаты редких земель, пирит, халькопирит, бертрандит, бериллонит, флюорит, барит. Содержание (%) бериллия 0,016–0,55, редко 1,2 (среднее – 0,36), тория – 0,14, урана – до 0,006 (хим. анализ), иттрия – до 0,01, титана – до 0,6, ванадия и марганца – до 0,03% каждого (спектр. анализ). Перспективы проявления не ясны [391, 133].

Литий. Комплексное литий-бериллиевое проявление руч. Крутой (VI-3-19) в Улканском рудном узле представлено двумя рудоносными телами (20×100 м и 200×500 м) кварц-альбитовых метасоматитов с гнездами (1×1,5 м) хлорит-эгиринового состава с эвклазом. Содержание (%) окиси лития до 0,3, окиси бериллия – 0,02–0,2 (редко 5,4), цинка – до 0,2 [160, 230]. Северо-западнее (6 км) бериллиевого Бугундинского месторождения выявлена жила (мощностью 0,5–0,75 м и длиной 30 м) кварц-протолитионитовых грейзенов, состоящая из кварца (10–20%) и протолитионита (80–90%). Содержание окиси лития 2,2%, бериллия – 0,02–2%, церия – 0,2%, серебра – 10 г/т (Гамалея, 1971; Гурьянов, 1995). Кроме того, окись лития (0,006–0,06%) установлена в метасоматитах по раннепротерозойским субщелочным лейкогранитам улканского комплекса в проявлении тантало-ниобатов – Учур-1 (VI-2-12). Прогнозные ресурсы Li_2O категории P_3 – 387 т [159, 482, 230].

Тантал, ниобий. Тантало-ниобиевое оруденение установлено в Улахан-Бамском (Горноозерском) и Улканском рудных узлах, реже в Тыркано-Учурской минерагенической зоне и Ингилийском рудном узле. Оно сопровождается редкоземельной и радиоактивной минерализацией. Известно одно рудное, одно россыпное месторождения, восемь проявлений, пять пунктов минерализации, один литохимический ореол рассеяния тантала и ниобия, три шлиховых ореола и один шлиховой поток рассеяния тантало-ниобатов. Минерализация относится к гидротермальному плутоногенному и осадочному типам.

В Улахан-Бамском (Горноозерском) руднороссыпном узле известно крупное месторождение Горноозерское (I-6-6), открытое в 1954 г. и разведанное в 1960–1963 гг. карьером, канавами, шурфами, рассечками.

Оно приурочено к одноименному массиву позднерифейских карбонатов, пироксенитов, нефелиновых сиенитов и пород ряда ийолит-уртит. Карбонатиты ранних стадий (кальцитовые, пироксен-кальцитовые, доломит-кальцитовые) образуют линзы и крутопадающие жилы (мощностью до 25 м, длиной до 150 м) с характерной ниобий-танталовой (пирохлоровая и гетчеттолитовая) минерализацией. Карбонатиты поздних стадий (флогопит-кальцитовые, анкерит-кальцитовые, магнетит-кальцитовые с линзами магнетит-форстеритовых пород) слагают шток (1 км²), жилы и линзовидные тела (мощностью до 150 м, длиной до 1350 м) с редкоземельной (бастнезит, паризит, монацит) и тантало-ниобиевой (пирохлор, колумбит) минерализацией. Установлено 10 рудоносных зон, включающих от одного до четырех рудных тел в каждой зоне. Длина рудных тел 340–1350 м, ширина – 35–90 м, глубина залегания – 200 м. Содержание пятиоксида ниобия 0,15–0,3% (максимальное – до 2%), пятиоксида тантала – 0,016–0,018% (максимальное – 0,03%), суммы редких земель – 1,46%, пятиоксида фосфора – 4,0–8,95% [403, 493]. Балансовые запасы категории С₂: пятиоксида ниобия – 1190 тыс. т, пятиоксида тантала – 15,3 тыс. т, суммы трехокисей редких земель – 1200 тыс. т. Прогнозные ресурсы категорий Р₁ + Р₂: пятиоксида ниобия – 1600 тыс. т, пятиоксида тантала – 20,5 тыс. т, суммы трехокисей редких земель – 1240 тыс. т, пятиоксида фосфора – 10 млн т [290].

С рудоносными зонами Горноозерского месторождения связано крупное россыпное месторождение оз. Горное (I-6-5) в голоценовых и неоплейстоценовых прибрежно-озерных и аллювиальных отложениях, разведанное в 1960–1963 гг. Россыпь мелко- и глубокозалегающая (до 80 м) длиной 1775 м, шириной 370–900 м (в среднем – 700 м), площадью 1,1 км² изучена в центральной части шурфами и скважинами на глубину 25–30 м, реже – до 49 м. Главные рудные минералы: пирохлор, колумбит, циртолит; второстепенные – гетчеттолит, бастнезит, монацит, магнетит, ильменит, пирит, ортит, циркон, апатит. Содержания в концентратах пятиоксида ниобия 0,22–0,25%, пятиоксида тантала – 0,007–0,01%, суммы редких земель – 0,9% (с поверхности – 0,014–0,25%), пятиоксида фосфора – в среднем 8%. Запасы пятиоксида ниобия категории С₂ на глубину 20 м – 43 тыс. т при среднем содержании 0,175%. При гравитационном обогащении магнитной сепарацией запасы категории С₂ составляют: суммы редких земель – 350 тыс. т (при среднем содержании 1,25% и извлечении 60,4%), двуокиси циркония – 40 тыс. т (при среднем содержании 10%). Прогнозные ресурсы пятиоксида фосфора категории Р₂ – 1990 тыс. т (при среднем содержании 5–8% и извлечении 70,3%). Месторождение законсервировано [403, 493].

В Улканском рудном узле тантало-ниобиевая минерализация генетически связана с раннепротерозойскими субщелочными лейкогранитами, гранитами, кварцевыми сиенитами улканского комплекса. В гранитоидах, редко во вмещающих их трахидацитах и игнимбритах трахидацитов нижнего протерозоя выявлены рудоносные зоны и тела кварц-альбитовых, кварц-калишпат-альбитовых, гематит-кварцевых метасоматитов, альбитизированных лейкогранитов и альбититов (проявления Учур-1 – VI-2-12, Элгэтэ Западное – VI-2-18, Крутое – VI-3-15, Неожиданное совместно с прилегающим к нему проявлением Улкан – VI-3-22) и жилы щелочных

пегматитов (проявления Пегматитовое – VI-3-10, Эталон совместно с участками Верхняя Бурундя и Ключ – VI-3-17). Ширина зон и тел метасоматитов от 90 до 500 м, протяженность – 190–1000 м, редко до 2 км. Мощность пегматитовых жил 0,2–5 м, иногда 7–9 м, длина их до 600 м. Метасоматиты и пегматиты содержат монацит, колумбит, гематит, ксенотим, циркон, эвксенит, касситерит, пирит, бастнезит, берtrandит, ильменит, фергусонит, торит и др. В метасоматитах содержание пятиокиси ниобия 0,002–0,2% (максимальное – 0,6%), пятиокиси тантала – 0,003–0,15%, присутствуют редкие земли – 0,09–0,42% (лантан, иттрий, церий – до 0,1% каждого, иттербий – до 0,01%), цирконий – 0,15–0,8%, уран – до 0,01%, торий – до 0,3%. В пегматитах установлены: пятиокись ниобия – 0,02–0,06% (максимальное – 1,0%), пятиокись тантала – 0,006–0,23%, уран – 0,006–0,06% (максимальное – 0,2%), торий – до 0,07%, редко цирконий – 1,45–5,06%, рубидий – 0,031–0,14%. В рудоносных телах выделяются интервалы мощностью от 1,4 до 18 м с промышленными концентрациями тантала и ниобия, иногда редких земель, циркония и радиоактивных элементов. Проявления перспективные, рекомендованы к проведению оценочных работ [159, 160, 24, 220, 221, 230].

В Ингилийском рудном узле известно проявление Ингилийское (III-4-3), приуроченное к одноименному массиву позднерифейских ультраосновных щелочных пород. Рудоносные карбонатиты и сиениты (шесть ареалов размером до 550 × 1050 м) образуют изометричные тела (200 × 300 м) и жилы мощностью до 0,4 м, содержащие пироксид (до 360 г/т), апатит (до 400 г/т), перовскит, ортит, циркон и сульфиды. Содержание пятиокиси ниобия до 1,1%, пятиокиси тантала – до 0,025%, суммы редких земель – 0,01–0,45%, редко – до 1–2%. Прогнозные ресурсы до глубины 100 м пятиокиси ниобия категории P₂ – 21 тыс. т, пятиокиси фосфора – 8 млн т. Проявление перспективное [325, 6, 275].

В Тыркано-Учурской минерагенической зоне проявление верховья р. Амнундали (VI-2-25) представлено линзовидным телом (10 × 60 м) кварц-микроклиновых метасоматитов в гранат-биотитовых гнейсах тырканской серии нижнего архея, содержащих монацит (650 г/т), циркон (100 г/т), молибденит. Содержание пятиокиси ниобия 0,22%, пятиокиси тантала – 0,04%, суммы редких земель – 0,61%, окиси тория – 0,08%, лантана – до 0,1%, иттрия – до 0,006% [482, 149].

Шлиховые ореолы и поток рассеяния тантало-ниобатов, литохимический ореол рассеяния ниобия и тантала тяготеют к известным рудоносным объектам, полям развития метаморфитов архея с жилами пегматитов, гранитов и к зонам разрывных нарушений. В шлихах содержатся пироксид, перовскит, фергусонит, колумбит (до первых г/м³); содержание ниобия в пробах донных осадков 0,001–0,003% [151, 465, 89]. Тантало-ниобиевая минерализация представляет практический интерес, но ввиду удаленности перспективных объектов от обжитых районов и неразвитости транспортной инфраструктуры, в настоящее время не может быть востребована.

Цирконий. В Ингилийском рудном узле выявлены малое месторождение и проявление циркония осадочного (карстового) типа бадделеит-цир-

коновой формации и семь шлиховых ореолов и потоков рассеяния циркона и циртолита.

Месторождение Алгама (II-4-8) представлено четырьмя субгоризонтальными рудоносными зонами (Западная, Главная, Южная, Центральная) близмеридионального простирания в доломитах и доломитизированных известняках юдомской серии. Протяженность их 1,2–5,8 км, ширина 0,8 км. В зонах установлены согласные рудные залежи (субпластовые зоны окарствования) мощностью 0,4–8 м, шириной 170–270 м, залегающие на трех гипсометрических уровнях и разделенные безрудными интервалами мощностью 20–25 м. Руды «рыхлые» – дресвяно-глинистые (гельциркон-бадделейтовые) и «твердые» – выветрелые окремненные доломиты (бадделейт-гельцирконовые). Рудные минералы: гельциркон, бадделейт, циркон, гематит, лимонит, ярозит, магнетит, коффинит, пирит. Содержание двуокиси циркония 0,1–12%, иногда до 22–52%; присутствуют (%): железо – до 4, марганец – 0,06, титан – 0,04, иттрий – 0,01, вольфрам – 0,006, никель – 0,002, фосфор – 0,1, уран – до 0,025, торий – менее 0,003. Среднее содержание двуокиси циркония по зоне Главная 3,55–6,32% на мощность 1,56–2,75 м; по зоне Центральная – 4,06% на мощность 1,91 м, по зоне Южная – 3% на мощность 1,5 м. Запасы двуокиси циркония категорий $C_1 + C_2$ – 38,49 тыс. т, в т. ч. богатых руд (12–26,4%) – 17,4 тыс. т. Прогнозные ресурсы двуокиси циркония категории P_1 – 183 тыс. т, категории P_2 – 30,0 тыс. т. В концентратах с содержанием двуокиси циркония 70–73% установлены вольфрам (1,99–2,53%), ниобий (до 1,5%), гафний (0,36–0,41%), иттрий (0,1–20,15%), уран (0,02–0,022%). Прогнозные ресурсы попутных компонентов категории P_2 в таких бадделейт-цирконовых рудах составляют: пятиокиси ниобия – 375 т, иттрия – 35 т, вольфрама – 650 т, гафния – 95 т, урана – 5,6 т. По авторским оценкам запасов циркония объект отвечает малому месторождению [99, 367].

Проявление руч. Огус (III-4-6) выявлено в междуречье Ингили–Лексена в доломитах юдомской серии. Здесь на площади 3,5 км² установлена субгоризонтальная рудоносная зона с рудными телами мощностью 0,63–4,8 м и протяженностью до 200 м с содержанием двуокиси циркония в бороздовых пробах 0,3–2,63% (среднее – 2%), в штуфных пробах – до 20%. Прогнозные ресурсы двуокиси циркония категории P_2 – 30 тыс. т [275, 99].

Промышленные концентрации циркония (среднее – 10% в концентрате) установлены в россыпном месторождении тантало-ниобатов оз. Горное (I-6-5). Кроме того, повышенные содержания двуокиси циркония (0,8–3,2%) выявлены в редкометалльно-редкоземельных проявлениях. По некоторым из них оценены прогнозные ресурсы двуокиси циркония категории P_2 : Эталон с участками Верхняя Бурундя и Ключ (VI-3-17) – 208,3 тыс. т, Улкан (VI-3-22) – 43,9 тыс. т [230].

В шлиховых ореолах и потоках рассеяния (I-4-2, I-4-3, II-5-16, III-4-8, III-6-28, III-6-11, III-6-14) содержание циркона в шлихах составляет 1–10 знаков, реже 0,5–1 кг/м³, циртолита – 1–50 знаков. В галечниках первой надпойменной террасы р. Мая (шлиховой ореол II-6-28) в ассоциации с цирконом (0,5–0,9 кг/м³) присутствует монацит (4–30 кг/м³) [407, 354].

Редкие земли. Редкоземельная минерализация широко распространена в Кыллахской, Сетте-Дабанской, Учуро-Батомгской и Тыркано-Учурской минерагенических зонах, редко в Ингилийском и Меридиональном рудных узлах и относится к гидротермальному плутоногенному типу. В районе известны малое месторождение, 21 проявление, 61 пункт минерализации редких земель, 12 шлиховых ореолов и шлиховой поток рассеяния редкоземельных минералов, а также литохимический поток редких земель.

Месторождение Хамнинское (I-5-12), **выявленное в Кыллахской минерагенической зоне**, приурочено к зоне северо-восточного простириания (шириной 900 м и протяженностью 3,5 км) интенсивно трещиноватых и катаклазированных терригенно-карбонатных пород верхнего рифея, прорванных малыми штоками и дайками позднерифейских щелочных сиенитов. Локализованные в пределах зоны рудные тела мощностью 1–4 м, длиной 100–150 м имеют жильную, линзовидную или штокверковую форму. По минералогическим особенностям выделяются следующие типы редкоземельной минерализации: карбонат-редкоземельно-флюоритовый с содержанием суммы редких земель 0,52–0,97%, ниобия – 0,18–0,26%; флюоритовый с содержанием суммы редких земель 0,15–0,32%, ниобия – 0,02–0,15%; железо-флюоритовый с содержанием суммы редких земель до 1,3%, редко – 1,93%, ниобия – 0,02–0,1%; ториевый с содержанием суммы редких земель 0,005–0,07%, ниобия – 0,12–0,24%, тория – до 0,075%. Среднее содержание по месторождению суммы редких земель 0,25%, ниобия – 0,13%.

Запасы суммы редких земель на глубину 150 м категории C_2 – 2266 тыс. т. Прогнозные ресурсы категорий $P_1 + P_2$: суммы редких земель – 1133 тыс. т, пятиокси ниобия – 75 тыс. т, тория – 35 тыс. т, пятиокси фосфора – 10 млн т [290].

На месторождениях Горноозерское (I-5-6) и оз. Горное (I-5-5) редкоземельная минерализация сопровождается ниобий-танталовое оруденение. В пределах первого – среднее содержание суммы редких земель – 1,46%, запасы их категории C_2 – 1200 тыс. т, прогнозные ресурсы категорий $P_1 + P_2$ – 1240 тыс. т [290]. По другому месторождению (оз. Горное) запасы редких земель категории C_2 – 350 тыс. т [201, 89].

В Учуро-Батомгской и Тыркано-Учурской минерагенических зонах редкоземельная минерализация сосредоточена в пределах Улканского и прогнозируемых Одола-Бургалинского, Утукачанского, Амуликано-Хайканского и Тырканского рудных узлов.

В Улканском рудном узле оруденение сопровождается редкометалльной (ниобий, тантал, бериллий) и урановой минерализацией, генетически связанной с раннепротерозойскими субщелочными лейкогранитами улканского комплекса. Проявления Бириндя (VI-3-7), Верхняя Тангукта (VI-3-23), Тангукта (VI-3-24) представлены зонами шириной до 200 м, протяженностью 800 м и рудоносными телами (мощностью до 10 м, длиной 100–120 м) альбититов и метасоматитов с жилами (мощностью до 1 м) пегматитов, альбитизированных субщелочных лейкогранитов, содержащими пирит, бастнезит, пирохлор, гагаринит, бертрандит, ксенотим, флюоцерит, колумбит и другие минералы. На проявлении Бириндя (VI-3-7) содержание

суммы редких земель в метасоматитах 0,05–0,5% (церия – 0,26–0,35%, лантана – 0,21–0,27%) в интервалах мощностью 1,4 и 2,1 м; в альбититах и альбитизированных лейкогранитах среднее содержание церия 1,5% на мощность 6,5 м и 0,1–0,3% в пяти интервалах на мощность 7–22 м; в пегматитах – церия и лантана до 0,2%. Оруденелые породы содержат ниобий и иттрий (0,1–0,2%), цирконий (до 0,4%), бериллий (до 0,02%), уран (до 0,008%) и торий (до 0,032%). Прогнозные ресурсы категории P_1 : редких земель – 8,6 тыс. т, ниобия – 1,4 тыс. т, тантала – 0,169 тыс. т, циркония – 13,8 тыс. т [220, 230].

В Одола-Бургалинском, Утукачанском, Амуликано-Хайканском и Тырканском прогнозируемых рудных узлах известны проявления в бассейнах рек Одола (IV-4-6), Бургала (IV-4-7), Утукачан (V-3-36), Утукан (V-4-3), Хайкан (VI-1-11), Средний Амуликан (VI-1-12), Хайкакан (VI-1-13), Тыркан (VI-1-29), Конкули (VI-2-9), Усутур (VI-2-14), в междуречье Хайкакан-Хайкан (VI-1-17) и вне рудных узлов – проявления рек Учур (V-1-5), Тыркан (V-1-12, V-1-17), а также многочисленные пункты редкоземельной минерализации. Они представлены согласными и секущими жилами и линзообразными телами (мощностью от 1–2 до 70 м и протяженностью от 10 до 1200 м) пегматитов и пегматоидных гранитов идюмского, нюкелинского и хоюндинского комплексов, залегающих в гнейсах, кристаллосланцах, амфиболитах нючинской и хайканской серий верхнего и тырканской, батомгской серий нижнего архея. Пегматиты крупнозернистые с неравномерной вкрапленностью и гнездами (до $0,5 \times 1$ м) ортита (до 1–5 кг/т), монацита (до 36 г/т), циркона, пирита, халькопирита, пирротина, редко ильменита, пирохлора, магнетита, апатита. Нередко пегматиты и граниты имеют повышенную радиоактивность (75–325 мкР/ч). Содержание суммы редких земель 0,06–1,2%, церия и лантана – по 0,01–1,0%, иттрия – до 0,3%, иногда присутствуют цирконий (до 0,1%), иттербий (до 0,06%), торий (до 0,03%), медь и свинец (до 0,03% каждого) [481, 482, 148, 149, 143, 5, 484].

В Ингилийском рудном узле редкоземельное оруденение представлено проявлением р. Ингили (III-4-2). Линзообразное тело (1×25 м) доломитовых карбонатитов и зона (2×90 м) брекчированных пород в гнейсах нижнего архея содержат неравномерную гнездовую вкрапленность (кристаллы до 1 см) бастанезита и паризита. Содержание суммы редких земель 0,056%, иногда достигает 1,25–3,16%, пятиокси ниобия – 0,09–0,24% [325, 6].

В Меридиональном прогнозируемом рудном узле редкоземельная минерализация проявления Горка (IV-6-21) приурочена к раннепротерозойским гнейсовидным субщелочным гранитам (левобилиякчанский комплекс) с прожилками флюорита, кварца, кальцита и гематита (два линзовидных тела – 110×40 и 90×10 м). Содержание иттрия до 1%, иттербия – 0,06–0,1%, гафния – 0,01–0,2%, циркония – до 1,0%, урана – 0,09–0,2%, тория – 0,02–0,2% [295, 242, 110].

Определенный интерес представляют концентрации суммы редких земель (до 0,6, редко 1,0%) на Бугундинском месторождении бериллия и в комплексных редкоземельно-редкометалльных проявлениях Крутое, Эталон, Ключ, Улкан. Прогнозные ресурсы по ним приведены в соответствующих разделах.

Проявления редких земель с неясными перспективами (VI-1-11, VI-1-12, VI-1-13, VI-1-17, VI-1-29, VI-2-9, VI-2-14) выявлены штучным опробованием среди архейских гнейсов и кристаллосланцев. Параметры их не известны, хотя содержания редких земель достигают 1–2% [481, 482, 149]. Подавляющее большинство пунктов с точечной редкоземельной минерализацией неперспективное [389, 201].

Шлиховые ореолы и поток рассеяния редкоземельных минералов и литохимический поток редких земель приурочены к известным проявлениям, пунктам минерализации, тектоническим разрывам, полям развития раннеархейских пегматоидных гранитов и пегматитов, редко к малым интрузиям позднемеловых гранитов. Содержание монацита в шлиховых пробах от единичных знаков до 140 г/м³, редко до 16,4 кг/м³, поликраза, ортита и ксенотима – 1–50 знаков, циркона – до 1,4 кг/м³. В литохимическом потоке рассеяния (III-6-25) установлены: церий – 0,01–0,02%, лантан – 0,01–0,025% и иттрий – 0,002–0,006% [423, 132, 89, 3 и др.].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. На площади листа золото является одним из основных видов минерального сырья и сосредоточено в Сетте-Дабанской, Южно-Верхоянской, Преддзугджурской, Удской минерагенических зонах, в Кет-Капском, и Чадско-Кондерском руднороссыпных районах. Известно 16 золоторудных (пять средних и 11 малых), 86 россыпных* (восемь крупных, 32 средних и 46 малых) месторождений, 70 проявлений, 35 россыпепроявлений, 68 пунктов минерализации, девять шлиховых ореолов и шесть шлиховых потоков рассеяния золота.

Золотая минерализация относится к гидротермальному плутоногенному, скарновому и осадочному типам золоторудной кварцевой, малосульфидной, сульфидной, скарновой формациям и формации золотоносных россыпей. Преобладают россыпи аллювиальные, редко делювиальные (склоновые) мелкозалегающие, долинного типа, реже отмечаются глубокозалегающие (погребенные) россыпи в отложениях голоцена и неоплейстоцена. Поисково-разведочные и эксплуатационные работы на россыпное золото в основном начались в 1920–1940-х годах, а на рудное – с 1990-х годов и продолжаются в настоящее время. Большинство россыпных и рудных месторождений отработано.

Золото рудное. В Аллах-Юньском золоторудно-россыпном районе, в пределах Юрско-Бриндакитского, Огонекского и прогнозируемого Ловинского золоторудно-россыпных узлов, известны средние по запасам месторождения Юрское (I-6-12), Дуэтское (I-6-16) и проявления руч. Кварцевый, Попутный (I-6-3), Видимое (I-6-8), Смелое (I-6-9), Юки (I-6-20), руч. Зак (I-6-27), Утайка (I-6-31), р. Кур (I-6-37). Все они принадлежат к золоторудной кварцевой формации.

*Некоторые россыпные месторождения и россыпепроявления на КПИ и в электронном каталоге приведены под одним номером объекта.

Месторождение Юрское (I-6-12) приурочено к толще флишоидного переслаивания песчаников, гравелитов и алевролитов верхнего карбона над невоскрытым эрозией массивом гранитоидов. Выявлено более 40 согласных с напластованием осадочных пород кварцевых жил мощностью 0,1–4,5 м, но промышленные руды сосредоточены в основном в трех жилах (№ 6, 6/1 и 7). Кварцевые жилы № 6 и 6/1 мощностью до 3,8 м и длиной 2000 м содержат 10–30 г/т золота. В жиле № 7 выделены четыре рудные ленты мощностью от 0,15 до 3,5 м, длиной 450–600 м, редко до 1500 м с содержанием золота 1,6–40 г/т (макс. 187 г/т на мощность 1,05 м). Кварц белый, массивный и полосчатый, брекчиевидный, с примесью альбита, анкерита, серицита и гидрослюда. Рудные минералы: пирит, галенит, сфалерит, пирротин, халькопирит, блеклые руды, золото. Размеры золотинок 0,2–1 мм, реже менее 0,2 мм; пробность золота 820–857. Среднее содержание золота по месторождению 17 г/т. Оно эксплуатировалось в 1954–1962 гг., доразведано в 1978–1983 гг. Балансовые запасы золота на 1.01.1983 г. по категории C_1 – 6079,1 кг, категории C_2 – 5802 кг. Прогнозные ресурсы категории P_1 – 5000 кг. Добыто до 1983 гг. – 1776,4 кг металла, других сведений о добыче не имеется [306].

Месторождение Дуэтское (I-6-16) располагается среди терригенных слабо метасоматически измененных пород суркечанской и экачанской свиты карбона в аналогичной с Юрским месторождением геологической обстановке. На месторождении установлено более 18 кварцевых жил стратиформного типа в виде межпластовых залежей. Основными являются две кварцевые жилы мощностью 0,1–1,8 м и протяженностью до 5000 м со средним содержанием золота 26,74 г/т (максимальное – 983,6 г/т на мощность 1,4 м). Морфология и структурное положение рудоносных кварцевых жил и прожилков разнообразны. Они находятся в зависимости от структурных особенностей вмещающих пород. Различаются межпластовые жилы в сводовых частях мелких антиклиналей, развитые в полостях отслоения между пластами песчаников, алевролитов и аргиллитов; пластовые крутопадающие линзовидные жилы и прожилки, приуроченные к зонам дробления; линзовидные жилы в алевролитах, выполняющие трещины кливажа, а также зоны прожилкового окварцевания в песчаниках, в которых прожилки образуют сложносетчатые формы. Балансовые запасы золота на 1.01.1983 г. категории C_1 – 5433,2 кг, категории C_2 – 4534 кг; прогнозные ресурсы категории P_1 – 15 т. Добыто в 1975–1983 гг. 1447,3 кг золота [412, 306]. В процессе добычи месторождение доразведывалось; сведений о результатах доразведки не имеется. Остаток запасов золота на 1.01.2006 г. категории C_1 – 3797 кг, категории C_2 – 6455 кг [495].

В Сетге-Дабанской минерагенической зоне, в пределах Курун-Уряхского золоторудно-россыпного узла, известны месторождения Тас-Юрях (II-6-25) и Малютка (III-6-3), проявление Оленье (II-6-32) и пункты минерализации р. Ариавкан (II-6-26) и междуречья Иоткан–Разведчик (II-6-31), относимые к золоторудной малосульфидной формации.

Месторождение Тас-Юрях (II-6-25) выявлено среди доломитов с карстовыми полостями и алевролитов сюрбеляхской свиты верхнего кембрия в узле пересечения северо-восточных и субширотных разломов. Установлено

шесть рудоносных зон, из которых зоны Красная, Подкова и Ариавканская имеют промышленное значение. Зона Красная мощностью до десятков метров приурочена к крутопадающему контакту доломитов с алевролитами. В ней оконтурено три рудных тела, сложенных дезинтегрированными обломочно-песчано-глинистыми образованиями, кварцевыми метасоматитами, прожилково- и метасоматически окварцованными доломитами и алевролитами. Мощность рудных тел 0,5–24 м (в среднем – 4,3–8,3 м). Они прослежены по простиранию на 45–230 м, по падению – на 21–88 м. Содержание золота 3,3–76,7 г/т (в среднем 30,5 г/т). Зона Подкова приурочена к висячему боку дайки лампрофиров. Оконтурено четыре рудных тела, представленных кварц-серицитовыми метасоматитами, окварцованными и железненными брекчированными доломитами субширотного и северо-восточного простирания. Они имеют мощность 0,4–14 м (средняя – 1,2–3,7 м), прослежены по простиранию на 56–255 м, по падению – на 35–60 м. Среднее содержание золота по всем рудным телам 15,0 г/т. Зона Ариавканская шириной 20–40 м включает крутозалегающую залежь (рудное тело 5) мощностью 3–5 м, длиной по простиранию 120 м, по падению – 100 м со средним содержанием золота 4,7 г/т. Руды железисто-кварцевые, убогосульфидные с пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, блеклыми рудами, золотом. Элементы-спутники: серебро, мышьяк, медь, свинец, цинк, сурьма. Золото мелкое (0,02–0,4 мм), пробность его 830–950.

Балансовые запасы золота по месторождению на 1.11.2002 г. категории C_1 – 11209 кг, категории C_2 – 1095 кг, забалансовые категории C_2 – 273 кг. Запасы серебра категории C_2 : балансовые – 2835 кг, забалансовые – 104 кг. Другие зоны (Промежуточная, Правобережная и Оленья) в настоящее время не представляют промышленного интереса. Суммарные прогнозные ресурсы золота категории P_1 – 2427 кг, категории P_2 – 7500 кг [354, 356, 171].

Большая часть месторождения Тас-Юрях отработана. Добыто около 8500 кг золота и 1205 кг серебра. Остаток законсервированных и числящихся на балансе запасов золота на 1.01.2009 г. категории C_1 – 1374 кг, забалансовых категории C_2 – 516 кг [395].

Месторождение Малютка (III-6-3) представлено рудоносными зонами прожилково-окварцованных пород мощностью 1,8–6,0 м, реже 12 м, длиной 20–125 м со средним содержанием золота 2,7 г/т (максимальное – 210,7 г/т) и запасами категории C_2 – 750,3 кг [360, 343, 172, 190]. Месторождение обрабатывалось ЗАО АС «Амур». В Сводном балансе запасов на 1.01.2009 г. [395] на месторождении числятся 199 кг балансовых, 332 кг забалансовых запасов золота категории C_2 и прогнозные ресурсы золота: категории P_1 – 270 кг, категории P_2 – 2000 кг со средним содержанием золота 2,2 г/т. Авторские прогнозные ресурсы золота [247] оценены по категории P_1 в 25 т, по категории P_2 в 35 т.

В пределах Иниканского прогнозируемого руднороссыпного узла известны проявления Нижнеиниканчанское (III-6-10) и Верхнеиниканчанское (III-6-17), принадлежащие к золоторудной кварцевой формации. Они приурочены к экзоконтактам интрузий позднемеловых субщелочных гранитов джугджурского комплекса. Проявления представлены кварцевыми жилами мощностью 0,5–2 м, длиной до 550–700 м с содержанием золота 4–21 г/т

и зонами прожилкового окварцевания шириной 50–100 м, протяженностью до 1500 м с содержанием золота 0,1–17,5 г/т (среднее содержание 2,7 г/т на мощность 13 м). Совместно с золотом установлены: серебро – до 50–250 г/т, молибден – до 0,4%, медь, свинец, цинк – до 0,2% каждого [110, 354, 313].

В Кет-Капском золоторудно-россыпном районе наиболее широко представлено золотое оруденение, связанное с интрузиями, дайками и силами раннемеловых гранитоидов кет-капского комплекса. В Улаханском, Юртовом, Даньском и Юньском руднороссыпных узлах района сосредоточены месторождения золоторудных скарновой (Виктория – IV-1-14, Рябиновое – IV-1-15, Клин – IV-1-16, Юпитер – IV-1-24, Скарновое – IV-1-29, Василек – IV-2-32), малосульфидной (Красивое – IV-2-14, Шумный – IV-2-25), кварцевой (Первое – IV-1-17, Левобережное – IV-2-23), сульфидной (Улаханское – IV-1-33) формаций. В Омнинско-Одолинском, Дарьинском и Томптоканском золоторудно-россыпных узлах преобладает минерализация золоторудных малосульфидной и кварцевой формаций (месторождение Усмун – IV-2-54 и многочисленные проявления).

Месторождение Рябиновое (IV-1-15) в Юртовом золоторудно-россыпном узле является характерным представителем золоторудной скарновой формации в карбонатных породах пестроцветной свиты нижнего кембрия. Рудоносные тремолит- и гранат-пироксеновые скарны приурочены к северному и восточному экзоконтактам штока раннемеловых монцодоритов. Они образуют пологозалегающие, редко крутопадающие залежи. Средняя мощность пологопадающих залежей 3,7–17 м, длина их по простиранию 44–140 м, по падению – 10–110 м, ширина 33–64 м. Мощность крутопадающих залежей 2–4 м. Залежи жило- и линзообразные, с апофизами, раздувами и перерывами сплошности оруденения. В них выделено три промышленных рудных тела (№ 1, 2, 3). Наиболее крупное – рудное тело № 1 (Северное) размером 90 × 80 м, мощностью 5–35 м с крутопадающей апофизой (140 × 5,2 м). Среднее содержание золота в нем 23,6 г/т (максимальное – 327 г/т). Два других рудных тела (№ 2, 3) имеют мощность 2–8 м, ширину 12–60 м, длину по простиранию 80 м, по падению – до 40 м. Средние содержания золота в этих телах соответственно 15,4 и 17,7 г/т (максимальное – 421,1 г/т). Рудные минералы: гематит, пирит, пирротин, галенит, халькопирит, магнетит, малахит, азурит, акантит, золото с размером золотин до 1–2 мм. Пробность золота 980. Балансовые запасы золота категорий $C_1 + C_2$ и забалансовые категории C_1 – 8636 кг. Месторождение отработано в 2005 г., добыто 8944 кг золота при среднем содержании 22,2 г/т [222, 191].

Месторождение Усмун (IV-2-54) золоторудной малосульфидной формации локализовано в силле кварцевых монцонит-порфиров кет-капского комплекса. Оно представлено тремя крутопадающими (80–90°) рудными телами широтного простирания (Антоновское, № 2 и № 3), имеющими жильно-прожилковое строение. Мощность рудных тел 0,05–3,6 м (средняя – 0,84 м), длина их по простиранию 250–420 м, по падению – 140–150 м. Содержание золота 24,3–37,5 г/т (максимальное – 2004 г/т), серебра – 44,7–383,8 г/т (среднее – 76,8 г/т, максимальное – 1330,1 г/т). Рудные

минералы: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, арсенопирит, аргентит, самородное серебро, золото. Пробность золота 852–895. Балансовые запасы золота категорий $C_1 + C_2$ – 2121 кг, серебра – 4496 кг; забалансовые категории C_2 : золота – 203 кг, серебра – 648 кг. Прогнозные ресурсы золота категории P_1 – 3234 кг [335, 173]. На 1.01.2009 г. остаток запасов золота: категории C_1 – 190 кг, категории C_2 – 190 кг [395].

Месторождение Улаханское (IV-1-33) золоторудной сульфидной формации локализовано в доломитах и известняках керпильской серии среднего рифея. Оно представлено пятью промышленными (Комсомольская, Центральная, Западная, Седьмая, Сульфидная) и тремя непромышленными (Северная, Сбросовая, Якутская) залежами сульфидных руд северо-восточного, северо-западного, редко субширотного простирания, имеющими в основном пологое (3–4°, редко 15°), реже (Сульфидная и № 2) крутое (70–80°) падение. Мощность их 0,3–4,5 м (в залеже Западная – до 25 м), длина 120–220 м. Первичные рудные минералы (5–10% и более): пирит, халькопирит, галенит, электрум, самородное серебро, золото; вторичные – церуссит, смитсонит, англезит, азурит, малахит. Размеры золотинок до 0,8 мм; пробность золота 826. Содержание золота 12,8–164 г/т (среднее – 79,5 г/т, максимальное – 1305,1 г/т), серебра – 92,7–994 г/т (среднее – 270,1 г/т, максимальное – 6717 г/т). Балансовые запасы золота категорий $C_1 + C_2$ – 1453,6 кг, забалансовые категории C_2 : золота – 27,7 кг, серебра – 5436 кг при среднем его содержании 207,1 г/т. Прогнозные ресурсы золота категории P_1 – 170 кг. Месторождение отработано в 1996–2003 гг.; добыто 1463,6 кг золота [192, 193, 491, 492].

В Кет-Капском руднороссыпном районе известны многочисленные перспективные и с неясными перспективами проявления золота малосульфидной, кварцевой, реже скарновой и сульфидной золоторудных формаций, а также пункты минерализации (см. БД).

В Преддзугджурской минерагенической зоне, в пределах Магейско-Батомгского руднороссыпного района, установлены проявления малосульфидной (Гукорт – VI-4-14, Базовое – VI-4-18, р. Нальнинджа – VI-4-23, верховье руч. Ланда – VI-5-16, Верхнемотаринское – VI-5-17, Наледное – VI-5-25), кварцевой (р. Авландя – VI-5-5, Осеннее – V-5-16, Лунное – VI-5-26), реже сульфидной (Обзорное – VI-5-12, Ньюбку – VI-5-13) и скарновой (Ириска – V-6-23) формаций. Рудная минерализация локализована в вулканитах верхнего (тунумская и мотаринская свиты) и нижнего (магейская свита) мела, реже в терригенно-карбонатных породах керпильской и уйской серий рифея. Пространственно и генетически она связана с интрузивами и дайками гранитоидов дзугджурского комплекса и, возможно, с субвулканическими телами преимущественно кислого состава, приурочиваясь к их экзоконтактам. Вне руднороссыпного района, в пределах Малокомуйского рудного, Большекомуйского, Меридионального и Секталинского прогнозируемых руднороссыпных узлов, известны проявления золоторудной кварцевой формации (Изначальное – IV-6-17, Конус-1 и Конус-2 – V-6-6, Капельное – V-6-9, Улканское – V-6-15, рек Правый Доноку – V-6-12 и Олдондо – VI-4-11), реже малосульфидной (рек Малый Комуй – IV-6-9 и Малые Сектали – VI-3-8). Так, проявления Капельное

и р. Правый Доноку представлены зонами прожилково-окварцованных пород шириной 40–300 м при протяженности 500–1500 м и кварцевым штокверком (300×500 м) в вулканитах магейской свиты нижнего мела, приуроченными к субмеридиональным разрывам и экзоконтактам интрузии гранодиоритов джугджурского комплекса. Содержание золота до 7–14 г/т, серебра – до 20–30 г/т, свинца и цинка – до 1–2% каждого. Рудные минералы (1–3%): пирит, арсенопирит, галенит, пирротин, халькопирит, сфалерит, золото, аргентит. Прогнозные ресурсы категории P_2 , установленные в проявлении Капельное: золота – 10 000 кг, серебра – 50 000 кг [109, 312].

Золото россыпное. Россыпные месторождения и россыпепроявления золота распространены в Сетте-Дабанской, Южно-Верхоянской минерагенических зонах, Кет-Капском и Чадско-Кондерском руднороссыпных районах, реже в Предджугджурской и Удской минерагенических зонах.

В Сетте-Дабанской руднороссыпной минерагенической зоне, в пределах Курун-Уряхского руднороссыпного узла, известна крупная россыпь рек Курун-Урях и Иоткан с притоками (III-6-1), малые россыпи ручьев Сбросовый (II-6-22), Талый (II-6-29), Быстрый (II-6-30), Майский и Левый Майский (III-6-5) и россыпепроявление р. Ариавкан (II-6-17), а в Иниканском прогнозируемом руднороссыпном узле установлены россыпепроявления руч. Амунга (III-6-7), рек Нижний Иниканчан (III-6-9) и Верхний Иниканчан с притоками (III-6-18).

Россыпь рек Курун-Урях и Иоткан с притоками (ручьи Горелый, Малютка, Крутой) общей длиной 13,7 км состоит из верхней пойменной мелкозалегающей (8,7 км с притоками), средней пойменной и террасовой (3,5 км) и нижней (1,5 км) глубокозалегающей (погребенной) частей. Мелкозалегающая часть россыпи имеет ширину 18–300 м, мощность массы до 9,3 м, среднее содержание золота 1380–2000 мг/м³ (максимальное – 17–20 г/м³, редко 300 г/м³) на пласт мощностью 2,5–3,4 м. Размер золотин 0,01–3 мм, отмечены самородки (до 30 г); пробность золота 940. Мелкозалегающая россыпь отработана в 1940–1950 гг., добыто 16 000 кг металла. Глубокозалегающая часть россыпи средней шириной 106 м, длиной 1500 м, с мощностью массы 21,7 м содержит золото в среднем 1240 мг/м³ (максимальное содержание 4,52 г/м³) на пласт мощностью 4,4 м. Балансовые запасы этой части россыпи категорий C_1 – 775,7 кг. В 1988–1989 гг. проведена опытная отработка, добыто 149,7 кг золота [339, 241, 169]. На 1.01.2009 г. остаток балансовых запасов россыпного золота оценивается по категории C_1 в 503 кг, забалансовых – в 1084 кг [395].

В Южно-Верхоянской минерагенической зоне, в пределах Юрско-Бриндакитского, Огонекского и прогнозируемого Ловинского руднороссыпных узлов, известны три крупные россыпи (р. Бриндакит с притоками Пуст, Спор – I-6-2, р. Юр с притоками Голод, Герой, Правый Герой – I-6-11, р. Джайканга с притоками Догор, Дуэт – I-6-14), три средние (р. Домбра – I-6-7, р. Юдома с притоками Пологий, Юки – I-6-19, руч. Хлебный с притоками Быстрый, Малютка – I-6-17), шесть малых россыпей (р. Бургунда с притоком Перевал – I-6-1, руч. Рачью с притоком Жум – I-6-18, ручьев Фен – I-6-10, Глухарь – I-6-13, Бур – I-6-22, Болотный-Водораздельный – I-6-21) и ряд россыпепроявлений (I-6-23, I-6-25, I-6-26, I-6-30). Россыпи

аллювиальные, пойменные и террасовые мелко-, реже глубокозалегающие. Длина их от 0,8 до 13,66 км, ширина от 5 до 314 м, мощность отложений в мелкозалегающих россыпях 2,0–9,0 м, в глубокозалегающих – 20–28,4 м, редко 60 м, мощность пласта 0,2–3,2 м. Золото концентрируется в одном пласте, залегающем непосредственно на плотике. Пласт сложен галечником, щебнем с песком, часто с илистым заполнителем. Плотик имеет неровную поверхность и сложен трещиноватыми алевролитами, аргиллитами и песчаниками. Золото пластинчатое и округлое, окатанность слабая и средняя, размер золотинок в среднем 1–2 мм, встречаются самородки весом 7–50 г. В россыпи р. Юр (I-6-11) обнаружен самородок весом 1050 г. Пробность золота 782–851. Среднее содержание золота на пласт в мелкозалегающих россыпях 1100–3500 г/м³ (максимальное – 5–10 г/м³, редко 38,1 и 47,5 г/м³), в глубокозалегающих (погребенных) – 2800–7360 мг/м³ (максимальное – 60,2–232 г/м³). Разработка россыпей началась в 1937 г. Всего добыто около 28 т россыпного золота [163, 433, 89].

В Кет-Капском руднороссыпном районе выявлено наибольшее количество россыпных месторождений, сосредоточенных в семи руднороссыпных узлах – Омнинско-Одолинском, Улаханском, Юртовом, Даньском, Юньском, Дарьинском и Томптоканском. Среди них известны три крупные (россыпи рек Буор и Буор-Сала с притоками Тараннах, Стенд, Сосновый, Белка, Хвойный, Юртовый, Крутой – IV-1-3, р. Бокур с притоками Догувар, Миандровый – IV-1-10, ручьев Левый и Правый Улахан-Чайдах, Улахан-Чайдах с притоками Беспрозванный, Догуйан – IV-1-34), 23 средние и 43 малые россыпи.

Россыпи аллювиальные, редко делювиальные, долинные (пойменные и террасовые) мелкозалегающие, иногда глубокозалегающие (руч. Левая Дарья – IV-2-49, руч. Правый Курункан – V-3-25; реки Хоюнда и Правая Хоюнда – V-3-26, руч. Галбар-Памятный – V-3-38). **Коренными источниками** металла служат золотоносные гидротермально и метасоматически измененные породы и скарны, генетически связанные со штоками, лакколитами, дайками и силлами раннемеловых гранитоидов кет-капского комплекса.

Наиболее значительной представляется россыпь руч. Левый и Правый Улахан-Чайдах, Улахан-Чайдах с притоками Беспрозванный, Догуйан (IV-1-34). Россыпь мелкозалегающая, долинная (пойменная и террасовая) в аллювиальных, редко (истоки руч. Беспрозванный) делювиальных отложениях голоцена и неоплейстоцена. Общая ее длина в пределах территории листа О-53 около 40 км, средняя мощность массы 4,3–6,5 м, пласта – 1,1–2,7 м; среднее содержание золота на массу 512–1134 мг/м³, на пласт – 734–3800 мг/м³ (максимальное – 7,82 г/м³), пробность золота 922–939. Месторождение обрабатывалось в 1940–1960 гг., доразведывалось в 1973–2004 гг. Балансовые запасы золота категории С₁ – 6876 кг, забалансовые категории С₂ – 109 кг. Всего добыто более 12 500 кг металла [294, 241, 445]. Остаток запасов золота на 1.01.2009 г. по ручьям Левый Улахан-Чайдах и Улахан-Чайдах категорий С₁ + С₂ – 587 кг, по руч. Правый Улахан-Чайдах категории С₁ – 653 кг, категории С₂ – 52 кг, забалансовых категории С₂ – 41 кг [395].

В Чадско-Кондерском руднороссыпном районе, в пределах Одолинского россыпного узла, известны средние по запасам россыпи р. Одола с притоками (V-4-8) и руч. Короткий (V-4-10), малые – руч. Ота (V-4-4), руч. Негдягит (V-4-7), ручьев Поворотный, Правый Поворотный (V-4-12). Коренными источниками металла, вероятно, служат зоны слаборудоносных прожилково-окварцованных и сульфидизированных метаморфических и интрузивных пород архея, в которых выявлены пункты минерализации с содержанием золота до 1,5, редко 4,6 г/т.

Россыпь р. Одола общей длиной более 33 км аллювиальная, долинная мелко-, в нижней части глубокозалегающая. Промышленными являются участки в нижней (6,6 км), средней (3,6 км) и верхней (1,74 км) частях россыпи шириной 35–87 м, разделенные непромышленными участками (8 и 13,6 км). Мощность массы 4,3–7,4 м, пласта – 1,1–2,0 м. Содержание золота в промышленном контуре на массу 138–317 мг/м³, на пласт – 483–1430 мг/м³ (максимальное – 7 г/м³) [344, 241, 440, 442]. Общая длина россыпей притоков р. Одола (Тарыннах, Правая Одола, Весенний) около 10 км, ширина 39–60 м, мощность массы 3,2–5,1 м, пласта – 1,1–1,8 м, содержание золота на пласт 668–2297 мг/м³ (максимальное – 14,8 г/м³). Балансовые запасы золота категории C₁ – 1761 кг. Россыпи большей частью отработаны [293, 440, 442, 400]. Остаток балансовых запасов на 1.01.2009 г. россыпи р. Одола по категории C₁ – 103 кг, руч. Тарыннах забалансовых – 170 кг [395].

В Преддзугджурской минерагенической зоне, в пределах Мотаринского и Мукиктанского руднороссыпных узлов, выявлены средняя по запасам россыпь р. Иктанда Наледная с притоком руч. Золотой (VI-5-27) и малая – р. Огоньго (VI-5-37), россыпепроявления руч. Гаик (VI-5-15) и руч. Западный (VI-5-29). В других руднороссыпных узлах этой минерагенической зоны известны россыпепроявления рек Архай (V-5-10), Негдеяк (V-6-20), Авландя (VI-5-4).

Россыпь р. Иктанда Наледная с притоком руч. Золотой аллювиальная, мелкозалегающая общей длиной около 15 км, шириной 62–69 м; мощность массы 3,7–4,3 м, пласта – 0,6–1,3 м. Содержание золота на массу 256–286 мг/м³, на пласт – 769–1398 мг/м³ (максимальное – 12,2 г/м³); пробность золота 800–860. Общие балансовые запасы золота категории C₁ – 645 кг, забалансовые категории C₁ – 412 кг [398, 241]. На 1.01.2009 г. учтены забалансовые запасы категории C₂ – 353 кг [395].

В Удской минерагенической зоне, в пределах Лантарь-Нячинского руднороссыпного района известны крупная россыпь руч. Кочекит (VI-6-39), средние – рек Таймень (VI-6-27), Иннях (VI-6-35), малые – ручьев Биракачан (VI-6-36), Уннак (VI-6-40), Незабытый (VI-6-41) и шесть россыпепроявлений. Россыпи аллювиальные пойменные, реже террасовые, мелкозалегающие. Сформировались они в поле распространения карбонатно-терригенных пород венд-раннекембрийской килькинской свиты, гранитов и габброидов лантарского комплекса и вулканогенных образований немуйканской свиты. Наиболее значительной является россыпь р. Иннях длиной 6,5 км при ширине 28–80 м (местами до 200 м) и мощности массы 3,5–4,7 м. Золотоносный пласт мощностью 1,3–2,3 м представлен гравием,

песком и щебнем с глинистым заполнителем и располагается в надплитковом горизонте. Плотик неровный, разрушен на глубину 0,2–0,5 м. Содержание золота на массу 334–674 мг/м³, на пласт – 919 мг/м³ (максимальное – 5,9 г/м³). Размер золотинок 0,2–2,5 мм, встречаются самородки весом 1–15 г, редко до 125 г; пробыность золота 837. Балансовые запасы золота категории С₁ – 807,6 кг. Прогнозные ресурсы категории Р₂ – 300 кг (техногенные и целиковые участки) [453, 489, 332]. На 1.01.2009 г. остаток запасов золота категории С₁ – 70 кг (Нераспределенный фонд) [395]. Все россыпи р. Лантарь и ее притоков неоднократно обрабатывались, однако точных сведений о добытом металле не имеется [241].

На территории листа россыпепроявления в большинстве случаев приурочены к известным рудноосновным объектам. Почти на всех 35 россыпных проявлениях проведены оценочные работы (шурфы, скважины). Содержание золота в них, по некоторым интервалам, на пласт имеют промышленные значения: р. Лантарь (VI-5-39) – до 17,318 г/м³, р. Большой Бираякан (V-2-5) – до 34,6 г/м³, р. Угоян (V-3-34) – до 4,83 г/м³, руч. Верхний Гольцовый (V-3-39) – до 2,75 г/м³ или близкие к промышленным – руч. Негделяк (V-6-20) – 0,311 г/м³ и др. [489, 490, 260, 334]. Прогнозные ресурсы золота по россыпепроявлениям категории Р₁ – 810 кг, категории Р₂ – 2130 кг.

Шлиховые ореолы и потоки рассеяния с содержанием золота 1–80 знаков, в скважинах – до 902 мг/м³ (VI-5-7), **сосредоточены в известных золоторудно-россыпных узлах и районах** [110, 241].

Таким образом, россыпные проявления с промышленными параметрами или близкими к ним, а также шлиховые ореолы рассеяния могут рассматриваться как перспективные объекты и требуют доизучения.

Серебро. Серебряная минерализация обычно сопровождает золотую, реже полиметаллическую, медную и редкоземельную и сосредоточена в Преджугджурской минерагенической зоне, Кет-Капском руднороссыпном районе, Курунгском (Сарданском) и Курун-Уряхском руднороссыпных узлах. В последнем установлен пункт минерализации серебра – Вершина (II-6-27), представленный зоной мощностью 2 м и протяженностью до 300 м (по делювиальным высыпкам) брекчированных, окварцованных доломитов кембрия с рудными минералами (сульфиды, блеклые руды, акантит, самородное серебро). Содержание серебра в штучных пробах 600–1000 г/т, свинца – 0,6–3,0%, мышьяка – 0,3%, сурьмы – 0,1%, золота – 0,03 г/т [354, 372].

Промышленный интерес представляют концентрации серебра в комплексных серебряно-золоторудных и полиметаллических месторождениях. По некоторым из них приведены балансовые запасы серебра категорий С₁ + С₂: Тас-Юрях (II-6-25) – 2835 кг при среднем содержании 7,9 г/т [372, 356], Скарновое (IV-1-29) – 4118 кг при среднем содержании 25,5 г/т, Улаханское (IV-1-33) – 5436 кг при среднем содержании 207,1 г/т [193, 491, 492], Усмун (IV-2-54) – 4496 кг при среднем содержании 76,8 г/т [173, 203]. На месторождении Тас-Юрях добыто 1205 кг серебра, потери серебра в хвостах фабрики 102,5 кг. При переработке золотосодержащей руды

Скарнового и Улаханского месторождений на 1.01.2004 г. получено с учетом аффинажа 131,5 кг серебра [394]. Прогнозные ресурсы серебра в полиметаллических месторождениях категории P_1 : Сардана (I-5-1) – 3500 т при среднем содержании 39 г/т, Уруй (I-5-6) – 1000 т при среднем содержании 79 г/т, категории P_2 в Быталахском проявлении (I-5-4) – 40 т [133, 290].

Кроме того, серебро установлено во многих комплексных серебряно-золоторудных, редко медных, полиметаллических и редкоземельных проявлениях. Содержание серебра в них от 20 до 1700 г/т, редко 2801 г/т (р. Малый Комуй – IV-6-9) обнаруживается в окварцованных, сульфидизированных породах, кварцевых и кварц-сульфидных жилах, метасоматитах. По некоторым проявлениям приведены прогнозные ресурсы категории P_2 : Конус-1 и Конус-2 (V-6-6) – 20 т, Капельное (V-6-9) – 50 т, Серлюб (V-6-14) – 0,53 т, Улканское (V-6-15) – 10,4 т, Тангукта (VI-3-24) – 4,3 т и категории P_3 : Наледное (VI-5-25) – 100 т, Малые Сектали (VI-3-8) – 0,113 т [465, 109, 230].

Платина. Платиноиды известны в Чадско-Кондерском руднороссыпном районе и Джугджурской минерагенической зоне, где установлено одно крупное и одно среднее россыпные месторождения, одно проявление, одно россыпепроявление и пять пунктов минерализации платиноидов.

Россыпь платины рек Кондер и Уоргалан (IV-3-8), выявленная в Кондерском руднороссыпном узле, крупная, аллювиальная пойменная и террасовая, мелкозалегающая (3–5 м), по р. Уоргалан в основном глубокозалегающая (12–23 м). Коренной источник платины – раннепротерозойские дуниты, перидотиты, клинопироксениты, оливиниты и косьвиты Кондерского массива. По характеру платиноносности, содержанию, распределению и гранулометрии шлиховой платины на месторождении выделены два участка. Верхний участок россыпи расположен в пределах Кондерского массива и охватывает верховья руч. Кондер (5,4 км) с его 10 притоками длиной от 0,9 до 4,2 км (суммарная длина 10,76 км). Средняя ширина россыпи здесь 149 м, средняя мощность торфов 1,8 м, пласта – 1,7 м, среднее содержание платины, с учетом данных эксплуатации, 2589 мг/м³ (максимальное – 5259 мг/м³), средняя продуктивность 1032 кг/км. Нижняя россыпь находится за пределами массива, в долине нижних течений рек Кондер и Уоргалан, и содержит платину средней и мелкой размерности. Длина ее более 20 км, ширина 493–562 м, мощность рыхлых отложений 3–6 м в пойме, 11–19 м на террасах и террасовалах и до 26 м в низовьях водотоков, средняя мощность торфов 7 м, пласта – 1,9–7,3 м. Содержание платины на пласт 967–1627 мг/м³, продуктивность 1357 кг/км. Платине сопутствует золото с содержанием до 80 мг/м³. Часто встречаются самородки платины весом 40–200 г, редко до 1645 г и более. Продолжением россыпи является глубокозалегающая (погребенная) россыпь р. Уоргалан длиной 8,71 км, шириной 371–612 м с мощностью торфов 17,6 м, пласта – 1,9–7,3 м (средняя – 3,8 м), средним содержанием платины на пласт 1120–1627 мг/м³ (максимальное – 2489 мг/м³). Платиноносный пласт в россыпях месторождения четко обособляется и приурочен к приплотиковой части крупнообломочного аллювия. Общие параметры месторождения сле-

дующие: протяженность россыпей 44,93 км, ширина 149–612 м, мощность песков 1,7–3,8 м, торфов – 1,8–17,6 м. Шлиховая платина месторождения относится к иридисто-платиновому минерально-геохимическому типу.

Балансовые запасы шлиховой платины с учетом доразведанной части россыпи категорий В + С₁ – 56 558 кг, категории С₂ – 8154 кг, забалансовые – 1991 кг, золота категории С₁ – 278 кг. Запасы химически чистых платиноидов по категориям В + С₁: платины – 52 043 кг, категорий С₁ + С₂: осмия – 365,5 кг, иридия – 985,4 кг, рутения – 63,7 кг, родия – 266,3 кг, палладия – 291,6 кг. Остаток запасов шлиховой платины на 1.01.2009 г. категорий В + С₁ – 15 150 кг, категории С₂ – 8230 кг, золота категорий С₁ + С₂ – 128 кг [396]. Запасы титаномагнетита 2166,4 тыс. т, хромшпинелидов – 1727 тыс. т (ГКЗ, пр. № 10636 от 14.04.1989 г., пр. № 920 от 28.07.2004 г., пр. № 1575-оп, 2008 г.; ТКЗ, пр. № 621, 2008 г.). Прогнозные ресурсы платины категории Р₁ – 3620 кг, золота – 182 кг. Россыпь разведана скважинами, шурфами, траншеями и разрабатывается с 1984 г. открытым способом [393, 382, 383, 239].

Россыпь платины и золота руч. Моховой (VI-4-1) в Чадском рудно-россыпном узле средняя. Ее длина 5,02 км, ширина 64–132 м, мощность торфов 3,3 м, песков – 0,9–3,4 м (средняя 2,7 м). Среднее содержание платины на пласт мощностью 0,9 м 1854 мг/м³ (максимальное – 5177 мг/м³), золота – 3319 мг/м³ (максимальное – 77 524 мг/м³). Балансовые запасы платины категории С₁ – 1755 кг, забалансовые – 310 кг, золота категории С₁ – 160 кг (ТКЗ, пр. № 365 от 25.02.1994 г.). Прогнозные ресурсы платины категории Р₁ – 520 кг, категории Р₂ – 90 кг [258, 259, 239, 241]. Россыпь отработана в 1994–2003 гг. АС «Восток». Остаток забалансовых запасов платины 49 кг [396], золота – 5 кг [395].

В приустьевой части р. Уоргалан известно глубокозалегающее россыпепроявление (IV-3-7) с длиной струи 0,87 км, шириной 62 м, мощностью торфов 13,4 м, пласта – 4,8 м при среднем содержании платины на пласт 292 мг/м³ (максимальное – 903 мг/м³) [383, 241].

Проявление платины Кондер (IV-3-17) представлено прожилками (до 5 × 40 см) и гнездами (до 2 × 5 см) хромшпинелидов, локализованными в дунитах и перидотитах одноименного массива кондерского комплекса. В зоне (1 × 22,5 м) сгущения прожилков, линз (мощностью 8–15 см, длиной до 0,6 м) и обособлений (3 × 5 × 5 см) в мелкозернистых дунитах содержание хромшпинелидов достигает 70–98%, титаномагнетита – 10–20%, присутствуют пирит, халькопирит, пирротин, марказит и платиноиды (ферроплатина, ирарсит, твердые растворы иридия, осмия, платины и рутения). Размеры выделений платиноидов 0,1–1,8 мм. Содержание платины 0,08–94,2 г/т, реже 154,9–234,8 г/т, иногда до 1766,5 г/т, палладия – 0,03–5 г/т, родия – 0,09–2,7 г/т, иридия – 0,2–9,2 г/т, рутения – 0,01–0,1 г/т, хрома – до 5%, меди – до 0,6%. Прогнозные ресурсы платины категории Р₁ – 194 кг при среднем содержании 25,64–29,5 г/т, категории Р₂ – 3700 кг [246, 282, 226].

В раннепротерозойских дунитах и пироксенитах Чадского и Сыбахского массивов известны пункты минерализации Чад (VI-4-4) и р. Сыбах (V-3-35). Рудоносные дуниты мощностью 0,5–1,5 м и пироксениты в глыбовых

развалах с вкрапленностью хромшпинелидов, титаномагнетита и сульфидов содержат платину (0,01–0,6 г/т, редко 1 г/т), палладий (0,006–0,1 г/т), титан (до 1%), никель (до 0,6%), кобальт (до 0,06%), хром (до 1%), медь (до 0,1%) и золото (0,03 г/т). Прогнозные ресурсы платины пункта минерализации Чад категории P_3 – 4 т [189, 368, 484].

В Джугджурской минерагенической зоне пункты минерализации платины Овхтогон-1 (VI-5-28) и Одоринский (VI-6-10) выявлены в раннеархейских анортозитах и габброанортозитах с вкрапленностью (1–5%) халькопирита, пирита, пирротина. Содержание платины и палладия достигает 0,1–1 г/т, меди – до 0,29%, никеля – до 0,14%, кобальта – 0,05% [348, 405]. В этой же минерагенической зоне платиноиды присутствуют в комплексных медно-никелевых проявлениях Батомгское (Авланджинское) (VI-6-12), Нядоми (VI-6-14), Скелетное (VI-6-15). В пирротиновых и халькопирит-пирротиновых рудах этих проявлений установлены содержания платины 0,01–5,43 г/т, палладия – 0,1–2,8 г/т (см. раздел «Медь»).

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран. Урановая минерализация сосредоточена в Преддзугджурской, Учуро-Батомгской и Тыркано-Учурской минерагенических зонах. Установлено 15 проявлений, шесть пунктов минерализации урана и три шлиховых ореола рассеяния ураноторита и циртолита.

В Учуро-Батомгской минерагенической зоне известно проявление р. Утукандя (V-3-40) и непосредственно в Улканском рудном узле – проявления Элгэтэ (VI-2-16), Топорикан (VI-3-1), Боковое (VI-3-14) и Извилистое (VI-3-21).

Проявление Топорикан (VI-3-1) представлено четырьмя рудоносными зонами (мощностью 10–60 м, протяженностью 100–1000 м) катаклазированных, дробленых вулканогенно-осадочных пород топориканской и элгэтэйской свит нижнего протерозоя. В пределах зон оконтурены полого- и крутозалегающие рудные тела мощностью 0,2–5,45 м, редко до 15 м. В них присутствуют: пирит, пирротин, галенит, сфалерит, молибденит, вольфенит, отенит, торбернит, метаураноцирцит, купроскладовскит, настуран. Содержание урана 0,01–0,773% (по скважинам – 0,042 и 0,043% на мощность 1,45 и 1,2 м соответственно), титана – до 1%, молибдена и цинка – 0,01–0,7%. Прогнозные ресурсы урана категории P_2 – 21,6 т, категории P_3 – 49,05 т, молибдена категории P_2 – 21 т [220, 221, 230].

Проявления Боковое (VI-3-14) и Извилистое (VI-3-21) приурочены к линзовидным зонам (мощностью 10–70 м, протяженностью 75–300 м) кварц-альбитовых, гематит-апатит-кварц-альбитовых метасоматитов в раннепротерозойских лейкогранитах улканского комплекса. Проявление Боковое представлено тремя рудными телами мощностью от 8 до 43,6 м и длиной 75–150 м, содержащими пирит, гематит, монацит, уранофан, настуран, уранинит, торит, молибденит, фергусонит, бастнезит, бертрандит, ксенотим. Содержание (%) в рудных телах урана 0,0308–0,206 (максимальное – 0,2897), бериллия – 0,0116–0,023 (максимальное – 0,1), церия

и лантана – до 0,2, иттрия и лютеция – до 0,06, циркония – до 1, свинца и лития – до 0,1, ниобия – до 0,06. Выделяется несколько «струй» со средним содержанием урана 0,1743 и 0,2029% на мощность 3,6 и 4,5 м соответственно и 0,1426% на мощность 7 м. Прогнозные ресурсы урана категории P_2 – 4,7 тыс. т, окиси бериллия категории P_3 – 7 тыс. т, суммы редких земель – 209 тыс. т [230].

В Тырканско-Учурской минерагенической зоне урановое оруденение приурочено к зонам разломов в архейских метаморфических образованиях тырканской, редко хайканской серий (проявления Конкулинское – V-1-13, Берандя, Промежуточное и Хребтовое – VI-1-27*, Тавитчак и Скальное – VI-1-30, Соловьево – VI-1-31, Тырканское – VI-1-32) и жилам пегматитов и пегматоидных гранитов нюкелинского комплекса (проявления Лурикан – V-1-4, р. Сынняр – V-1-7). Значительная их часть располагается в пределах Тырканского прогнозируемого рудного узла.

Проявления Тавитчак и Скальное, показанные на карте полезных ископаемых под одним номером (VI-1-30), приурочены к Тавитчакской ураноносной зоне хлоритизированных, альбитизированных и карбонатизированных, дробленых и трещиноватых архейских метаморфических пород с сульфидами и графитом. На проявлении Тавитчак установлено 11 рудных тел средней мощностью 2,58 м и длиной 30–250 м, из которых восемь тел с содержанием урана более 0,05%. Общая длина их 920 м. Рудные тела скважинами прослежены на глубину 150 м. Рудные минералы: настурран, уранинит, коффинит и др. Содержание урана по пяти рудным телам 0,05–0,29% (среднее – 0,12%), присутствуют торий (до 0,012%), редкие земли (до 0,04%), свинец и цинк (до 0,1% каждого), пятиокись фосфора (до 3,24%). Проявление Скальное, расположенное в 2,5 км к северо-западу от проявления Тавитчак, представлено зоной дробления мощностью 0,5–2 м, длиной 280 м, с содержанием урана 0,03–0,191% (среднее – 0,113% на мощность 1,25 м). Прогнозные ресурсы урана по проявлению Тавитчак оценены по категориям $P_1 + P_2$ в 19 290 т, в т. ч. по категории P_1 – в 641 т; по проявлению Скальное по категории P_2 – в 23 т [329]. Проведены поисково-оценочные работы (пройденны канавы, скважины, штольня длиной 43 м) [298, 184].

Проявления Лурикан (V-1-4) и р. Сынняр (V-1-7) представлены согласными телами и жилами пегматоидных гранитов и пегматитов мощностью 2–4 м, реже до 10 м, залегающих в метаморфитах верхнего архея. Они характеризуются повышенной радиоактивностью (150–3000 мкР/ч) и содержат уранофан, уранинит, торинанит, ортит. Содержание урана 0,03–0,2%, редко 0,692–0,944% (средние – 0,058% на мощность 3,25 м и 0,061% на мощность 1,0 м), тория – до 0,85% (среднее – 0,4746% на мощность 0,35 м); присутствуют: титан, свинец, лантан, церий (до 0,1% каждого), никель, ванадий, молибден, медь, цинк (до 0,01%) [179, 200].

* Проявления Берандя, Промежуточное и Хребтовое приурочены к единой Берандинской ураноносной зоне шириной до 400 м, прослеженной в субмеридиональном направлении на 4,2 м, и показаны на карте полезных ископаемых под одним номером.

Проявление Конкулинское (V-1-13) приурочено к зоне (шириной 80–220 м, протяженностью 1250 м) катаклизмов и гидрослюдисто-сульфидно-кварцевых метасоматитов, в которой выявлено рудное тело мощностью 0,5–1,7 м, вскрытое в двух пересечениях. В одном из них среднее содержание урана 0,186%, ванадия – 2,42% на мощность 1,7 м, в другом – среднее содержание урана 0,249%, ванадия – 3,09% на мощность 0,65 м. В рудах присутствуют свинец и цинк (в сумме до 0,5%), медь и никель (до 0,04% каждого), золото (до 0,3 г/т) [220, 221].

В Преджугджурской минерагенической зоне, в пределах Меридионального прогнозируемого рудного узла, известны проявления урана Билякчанское-1, Тугурма, Южно-Билякчанское и шлиховые ореолы рассеяния ураноторита, циртолита (V-6-11, V-6-24, V-6-31).

Проявления Билякчанское-1 (V-6-2) и Тугурма (V-6-7) приурочены к зонам аргиллизированных, серицитизированных и брекчированных риодацитов и их туфов магейской свиты нижнего мела. На проявлении Билякчанское-1 выявлено около 50 ураносодержащих тел мощностью 0,1–0,4 м и длиной 10–20 м, на проявлении Тугурма – два рудных тела мощностью 1–2 м, прослеженных на 200 м. Рудные минералы представлены уранинитом, уранофаном, настураном, урановой смолкой, бета-уранотилом, торитом, галенитом, сфалеритом, молибденитом, пиритом, халькопиритом, антимонитом. Содержание урана 0,01–0,6% (средние – 0,237 и 0,292% на мощность 2,9 и 1,1 м соответственно (проявление Тугурма)). В рудах присутствуют торий (до 0,01%), молибден (до 0,3%), ниобий и ванадий (до 0,1%), золото (до 0,3 г/т). Прогнозные ресурсы урана категории P_1 – 58 т (Билякчанское-1) и 9 т (Тугурма) [109, 220, 359].

Проявление Южно-Билякчанское (V-6-8) представлено двумя зонами (до 28×1000 м) катаклаза и дробления в раннепротерозойских граносиенитах левобильякчанского комплекса. Рудные минералы: паризит, колумбит, бастнезит, настуран, монацит, циркон, касситерит, молибденит, самородное серебро. Среднее содержание урана 0,012% (максимальное – 0,42%), тория – 0,14% (максимальное – 15,4%), редких земель – 0,14–0,16%. Прогнозные ресурсы категории P_1 : урана – 730 т, тория – 3650 т, редких земель – 730 т [109, 220].

Уран как сопутствующий элемент присутствует во многих комплексных рудопроявлениях и пунктах минерализации тантало-ниобатов и редких земель с содержанием урана от 0,001 до 0,1%, а также на месторождении циркония Алгама (II-4-8). Шлиховые ореолы рассеяния содержат от 1 до 50 знаков ураноторита и циртолита [132].

Торий. Торий присутствует в комплексных проявлениях урана, тантала и ниобия, бериллия и редких земель, где его содержания колеблются от 0,004 до 1% (в Южно-Билякчанском урановом проявлении – до 15,4%).

В Чадско-Кондерском руднороссыпном районе выявлен пункт минерализации тория р. Маймакан (V-3-5) в раннеархейских кварцевых диоритах с акцессорным торитом. Здесь содержание тория 0,1725% (Чепыгин, 2002). Прогнозные ресурсы тория категории P_2 в комплексных проявлениях: Эталон, Верхняя Бугундя, Ключ (VI-3-17) – 18,4 тыс. т, Неожиданное,

Улкан (VI-3-22) – 4,56 тыс. т, Билякчанское (V-6-5) – 3,5 тыс. т; категории P_1 в Южно-Билякчанском проявлении (V-6-8) – 3,65 тыс. т. В Хамнинском редкоземельном месторождении (I-5-12) они оценены по категориям $P_1 + P_2$ в 35 тыс. т [290].

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кварц оптический и пригодный для плавки. Хрусталеносные кварцевые жилы и пегматиты известны в Сетте-Дабанской, Южно-Верхоянской, Учуро-Батомгской минерагенических зонах и Кет-Капском руднороссыпном районе. Известно пять проявлений и шесть пунктов минерализации горного хрусталя и жильного кварца для плавки. Проявления относятся к гидротермальному плутоногенному и пегматитовому типам.

Кварц оптический. Проявление р. Немуйкан (V-5-6) представлено жилой белого кварца мощностью 0,5–1,0 м, длиной 200 м в раннеархейских тоналитах хоюндиинского комплекса. В ее центральной части выделяется полость с щетками кристаллов длиной до 20 см, сечением 5×5 см полупрозрачного кварца. Мелкие кристаллы (до 1 см длиной) совершенно прозрачные, отмечены двойники и штриховка граней. Перспективы проявления не ясны [422].

Пункты минерализации (II-5-20, IV-2-40, IV-2-42, IV-2-55) приурочены к кварцевым жилам и зонам прожилкового окварцевания в доломитах юдомской серии и известняках верхнего рифея. Мощность прожилков 2–5 см, жил – до 0,25 м. Мелкие (до 1 см) кристаллы горного хрусталя инкрустируют пустоты, более крупные (до 5 см) наблюдаются на стенках редких жезд, пустот в раздувах прожилков и в кварцевых жилах, а также в пустотах (до 10 см) в доломитах. Мелкие кристаллы чистые и прозрачные, крупные – полупрозрачные или мутные с включениями, трещиноватые [88, 349, 265].

Кварц для плавки. В районе известно четыре проявления и два пункта минерализации кварца, пригодного для плавки.

На проявлении Удача (IV-2-52) установлено 15 согласных кварцевых и пегматитовых жил мощностью 0,2–0,8 м, длиной 30–60 м с полостями (до 0,6 м), инкрустированными кристаллами (до 15×20 см) горного хрусталя и дымчатого кварца. Выход сортового сырья 9,8–25,2% (в среднем 17,6%). Прогнозные ресурсы горного хрусталя категории P_2 – 9,6 т, жильного кварца для плавки – 1400 т.

Проявление Мопр (II-6-1) представлено механическими ореолами и развалами (площадью от 50 до 2000 м²) обломков друзовидного кварца, количество которого составляет 22–25 кг/м³. В коренном залегании наблюдается жила кварца мощностью 0,4 м с полостью ($3 \times 2 \times 0,3$ м), инкрустированной кристаллами (до 5×10 см) горного хрусталя, белого и дымчатого кварца. Прогнозные ресурсы кристаллосырья для плавки категории P_2 – 1 т [413, 349, 265].

На проявлении р. Берая (IV-3-18) в гнейсах батомгской серии и плагิโอ-гранитах хоюндинского комплекса раннего архея вскрыто восемь линзовидных кварцевых жил мощностью 0,2–0,6 м и протяженностью 60–200 м. По элювиально-делювиальным развалам предполагается еще около 35 жил. Кварц в жилах мелкозернистый, пятнистый и полосчатый с кристаллами полупрозрачного и прозрачного кварца размером 0,5–10 см (до 20% объема жил). Светопропускаемость их 66%, сумма минеральных примесей $28 \times 10^{-4}\%$. Кварц относится к II и III сортам и пригоден для производства кварцевого стекла. Его прогнозные ресурсы категории P_2 – 7,28 тыс. т, категории P_3 – 14 тыс. т [349, 266].

Проявление Верхнеулканское (VI-3-12) установлено в пегматитовой жиле с кварцевым ядром, секущей раннепротерозойские субщелочные лейкограниты улканского комплекса. Кварц крупнокристаллический, изометричной формы. Прозрачные кристаллы кварца составляют около 40% объема жилы. Светопропускаемость их 73%. По содержанию примесей он соответствует II сорту горного хрусталя для плавки. Прогнозные ресурсы кварца для плавки категории P_2 – 11,25 тыс. т [266].

Пункты минерализации (I-6-36, I-6-38) представлены четырьмя механическими ореолами (площадь от 0,37 до 0,75 км²) обломков жильного кварца с друзами (длина кристаллов 1,5 см, редко до 5 см) и щетками горного хрусталя. Мощность кварцевых жил 1–2 м, длина – до 150 м [88, 413].

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Флюорит. Флюоритовая минерализация проявлена в Кет-Капском руднороссыпном районе и в Ингилийском рудном узле. В доломитах юдомской серии венда, лахандинской и керпыльской серий рифея установлено пять пунктов минерализации флюорита (III-4-4, III-4-5, IV-2-15, IV-2-38, IV-2-45). Они представлены разноориентированными кварц-флюоритовыми, кварц-тремолит-флюоритовыми жилами, линзами (5–30 см) и прожилками (0,5–1,5 см), а также зонами брекчий (мощностью 0,3–2,1 м и длиной до 25 м), состоящих из обломков (до 3 см) доломитов и тонкозернистого кварц-флюоритового, кварц-кальцит-барит-флюоритового цемента (III-4-4, IV-2-15). Кристаллы флюорита фиолетовые, темно-фиолетовые, иногда зеленоватые и бесцветные, размером от 0,5–3, редко до 5–6 см. Обычно они мутные, трещиноватые, редко прозрачные и чистые, хорошей сохранности, образуют вкрапленность и гнезда размером до 20 × 30 см. Содержание флюорита от 5–15 до 60% объема породы [88, 6, 265, 310].

Щелочные сиениты позднерифейского Ингилийского массива на участке 2 × 15 м (пункт минерализации руч. Огус – III-4-5) нацело замещены карбонат-флюоритовым агрегатом. Количество флюорита достигает 80% объема породы [325, 6].

Барит. Проявление барита Адаргайское (V-2-16) приурочено к крутопадающей зоне разлома мощностью 16 м в терригенно-карбонатных породах

учурской серии нижнего рифея, прослеженной на 500 м. В пределах зоны локализованы линзы (до $0,7 \times 3,5$ м) и маломощные жилы барита. Кроме того, на проявлении выявлена пластовая баритсодержащая залежь березитов по песчаникам средней мощностью 17 м, шириной 300 м, прослеженная канавами и скважинами на 1200 м. Содержание бария по зоне разлома колеблется от первых процентов до 50%, в залеже березитов не превышает 10% (среднее – 3%). Совместно с баритом присутствуют пирит и сульфиды меди. Прогнозные ресурсы бария категории P_2 – 680 тыс. т. Перспективы проявления не ясны [221, 460].

Литохимический ореол рассеяния бария на правобережье р. Томптокан (V-2-11) площадью 70 км² находится в поле развития карбонатно-терригенных пород среднего рифея и венда. Содержание бария в донных осадках 0,1–0,3%. Источник сноса не установлен [352].

Бораты. Борная минерализация проявлена в Преддзугджурской рудно-россыпной минерагенической зоне в пределах Малокомуйского рудного и Большекомуйского, Челасинского прогнозируемых рудно-россыпных узлов.

В доломитах, известняках и аргиллитах керпильской серии среднего рифея установлено 10 проявлений боратов скарнового типа*. Они представлены субпараллельными залежами диопсидовых, форстерит-клиногумитовых, людвигит-серпентинитовых, шпинель-форстеритовых, шпинель-пироксеновых скарнов мощностью от 1 до 50 м и протяженностью до 1400 м, приуроченных к экзоконтактам интрузий поздне меловых субщелочных лейкогранитов и гранодиоритов дзугджурского комплекса (проявления Меваинское – IV-6-11, Нагданья – V-6-27, объединенные Юбилейное и Забытое – V-6-4, Людвигитовое, Промежуточное и Верхнее – V-6-29) и к останцам их кровли (проявления Алдомское – V-6-35, объединенные Горное и Береговое – IV-6-12). В скарнах локализованы боратоносные зоны (рудные тела) мощностью 1–13,5 м и длиной 100–600 м, в которых определены людвигит, станнолюдвигит, ссайбелиит, флюоборит, данбурит, халькопирит, борнит, халькозин, сфалерит, галенит, шеелит, висмутин, магнетит, когоит, суанит, церуссит, малахит, золото, серебро. Содержание борного ангидрида в бороздовых пробах варьирует от 0,1 до 29%, составляя в среднем 3,5–14,5%, в штуфных пробах достигает 32%. Присутствуют (%): окись железа (28–63), медь (до 5–10), цинк (0,3–1), свинец (0,01–0,5), олово (0,02–0,06, редко 0,44), висмут (до 0,1), мышьяк (до 0,3), вольфрам (до 0,05), германий (до 0,3), золото (до 0,6 г/т) и серебро (до 300 г/т).

Суммарные прогнозные ресурсы борного ангидрида в проявлениях V-6-4, V-6-29, V-6-35 категории P_2 – 259 тыс. т, категории P_3 – 200 тыс. т. Рудные тела вскрыты канавами с разной степенью детальности. Они отнесены к объектам перспективным (V-6-4, IV-6-11, IV-6-12, V-6-35) и с неясными перспективами [295, 296, 428, 109, 110].

*Проявления, расположенные в 1–2 км друг от друга, показаны на карте полезных ископаемых объединенными под одним номером.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфориты. В карбонатных, терригенно-карбонатных и углеродистых карбонатно-кремнистых отложениях иниканской, редко пестроцветной свит кембрия и юдомской серии венда, выявлены пять проявлений и семь пунктов минерализации, а также один шлиховой ореол рассеяния фосфатов кальция, большинство из которых сосредоточено в Кыллахской минерагенической зоне.

Проявления Лазоровое (II-5-18), Усть-Тайминское (II-5-21) и руч. Тыллах (I-5-29) представлены горизонтами (мощностью 2–4,5 м, редко 13 м) фосфоритоносных кварц-карбонатных пород, песчаников и аргиллитовых мелкожелваковых фосфоритов. Фосфатные желваки (до 20–50% объема породы) темно-серого, черного цвета, уплощенной эллипсоидальной формы размером 1,5–8 см содержат до 24,3–29,5% пятиоксида фосфора (II-5-21). Содержание пятиоксида фосфора в горизонтах от 2,96% на мощность 2,25 м (II-5-18) до 6% на мощность 2,0 м (I-5-29). **Прогнозные ресурсы фосфатной руды проявления Лазоровое** оценены по категории P_2 в 0,419 млн т [133].

Проявление р. Онне (III-5-7) сосредоточено в 10 пластах известковистых алевролитов мощностью 0,2–0,25 м с фосфатными конкрециями, седиментационных брекчий мощностью 0,1–0,5 м и в пласте углеродистых карбонатно-кремнистых сланцев мощностью 5 м. Среднее содержание пятиоксида фосфора в известковистых алевролитах 2,8–2,9%, в седиментационных брекчиях – 1,0–1,6%, в углеродистых карбонатно-кремнистых сланцах – 1,27% (в штучных пробах – до 11,67%). Прогнозные ресурсы фосфатной руды категории P_2 – 0,273 млн т [215].

Проявление Диктандинское (III-5-8) представлено фосфоритоносным пластом мощностью от 1,2 до 3,5 м, прослеженным по простиранию на 200 м в низах разреза юдомской серии. Нижняя часть (0,3–2,0 м) пласта сложена линзовидно- и косослоистыми песчанистыми доломитами и доломитовыми песчаниками с прослойками (1–8 мм), содержащими 5–40% фосфатных зерен, верхняя (0,1–1,5 м) – брекчиевидными породами, в которых обломки, представленные доломитами и фосфатизированными песчаниками, рассредоточены в доломитово-кварцевом цементе с фосфатным веществом и кремнисто-фосфатными стяжениями размером 1–10 см. По данным рентгеноструктурного анализа, скрытокристаллическая составляющая фосфатного вещества песчаников, стяжений и инстерстициальных обособлений в цементе брекчий представлена переходными разностями от фтор-апатита к гидроксил- и карбонат-апатиту. Содержания пятиоксида фосфора в фосфатизированных песчаниках обломков брекчий достигают 19,6%, в кремнисто-фосфатных стяжениях – 13,46%, в доломитово-кварцевом цементе брекчий – 2,25%. Средние содержания пятиоксида фосфора (в пересчете на массу) составляют 5–7% в нижней части пласта и 10–12% – в верхней [130].

Проявления относятся либо к числу неперспективных (II-5-18, II-5-21), либо к объектам с неясными перспективами, для определения практической значимости которых требуются детальные поисковые работы.

Пункты минерализации (I-5-26, I-5-32, II-5-10, II-5-17, II-5-31, V-2-15, VI-4-8) представлены маломощными (0,2–1,3, редко до 2,0 м) прослоями и линзами фосфоритов в доломитах и конгломератах с конкрециями и желваками фосфоритов (размером до 3 см) в количестве 5–10% объема породы. Содержание пятиокси фосфора 0,18–1,8%, редко 12,8–25,1% на мощность 0,2 м (II-5-10, VI-4-8) [142, 233, 371, 419]. В шлиховых пробах ореола рассеяния (II-1-1) присутствуют 1–5 знаков фосфата кальция [109].

Апатит присутствует в составе комплексных руд некоторых месторождений и проявлений. На месторождениях Горноозерское (I-6) и Хамнинское (I-5-12) рудные тела содержат до 5% пятиокси фосфора. Прогнозные ресурсы пятиокси фосфора категорий $P_1 + P_2$ первого месторождения – 10 млн т*, второго – 4 млн т (10 млн т апатита) [403, 89, 290]. На россыпном месторождении оз. Горное (I-6-5) с учетом потерь при обогащении ниобиевых руд прогнозные ресурсы пятиокси фосфора категории P_2 составляют 1,99 млн т при его среднем содержании 5% и извлечении 70,3% [403, 89].

В позднерифейских щелочных сиенитах и карбонатитах Ингилийского проявления ниобия и редких земель (III-4-3) присутствует апатит (до 400 г/т). Прогнозные ресурсы пятиокси фосфора категории P_2 – 8 млн т (20 млн т апатита) [6, 275]. В верховьях р. Кондер на проявлении вермикулита Аномальное (IV-3-14) выветрелые тела титаномагнетит-флогопит-клинопироксеновых апатитсодержащих метасоматитов содержат 1–6,8% пятиокси фосфора. Прогнозные ресурсы пятиокси фосфора категории P_2 – 1,6 млн т, категории P_3 – 2 млн т [246].

В Джугджурской минерагенической зоне известны проявления титана и фосфора Мутэхское (VI-5-31) и Тарзан (VI-5-24), представленные дайками раннеархейских габбро с апатит-титаномагнетитовой минерализацией. Содержание пятиокси фосфора 2,2–5%. На Мутэхском проявлении прогнозные ресурсы пятиокси фосфора категории P_2 – 9,6 млн т [35, 353].

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Гранат. Проявление р. Ингили (III-4-1) установлено в крупнозернистых ийолит-уртитах позднерифейского Ингилийского массива. Оно обнажено в обрыве высотой 10–15 м и протяженностью 150 м, где ийолит-уртиты содержат изометричные кристаллы граната (шорломита) размером до 15 мм (редко до 2 см и более), составляющие 25–30% объема породы. По данным А. Н. Мильго [325], В. Р. Алексеева [6] и др., ресурсы граната значительны (сотни тыс. т).

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Мусковит. На площади листа известно семь проявлений мусковита в Учуро-Батомгской (проявления среднего течения р. Чумикан – V-3-2

*А. Н. Энтин [15] прогнозные ресурсы P_2O_5 Горноозерского месторождения редких металлов и редких земель оценивает по категории P_2 в 50 млн т.

и р. Эльдому–VI-4-3), Тыркано-Учурской (проявления рек Амуликан – VI-1-18), Нижний Тавитчак – VI-1-28 и междуречья Холболах–Амниуда – VI-1-24) минерагенических зонах и в Кет-Капском руднороссыпном районе (проявления рек Безымянная – V-3-12 и Чумикан – V-3-20).

В гнейсах и кристаллических сланцах тырканской и батомгской серий нижнего архея залегают согласные, реже секущие жилы мусковитовых пегматитов мощностью 0,8–5 м, реже до 10–18 м и протяженностью от 20 до 200 м. Они содержат пластины мусковита размером от 3–10 см² до 100 см², редко до 250 см² при толщине до 2 см. Содержание мусковита в пегматитовых жилах в среднем 1–2%, на отдельных участках и в гнездах достигает 10–25%. Выход кондиционной слюды 13–58 кг/м³. Прогнозные ресурсы мусковита категорий P₁+P₂ по проявлению р. Эльдому – 200 т. В связи с низкой изученностью проявлений перспективы их не ясны [254, 148, 90, 3 и др.].

Вермикулит. Проявление Аномальное (IV-3-14) установлено в Кондерском руднороссыпном узле на площади 670×1260 м. Оно приурочено к палеогеновой(?) коре выветривания по раннепротерозойским дунитам кондерского комплекса, состоящей из гидратированного флогопита-вермикулита (20–65%) с вкрапленностью апатита (2–5%, редко 8–20% в гнездах) и рыхлой массы. Величина кристаллов вермикулита 0,1–8, редко 38–55 см, вспучиваемость – 2–15, насыпная плотность – 0,045–0,61 т/м³ (средняя – 0,223 т/м³), содержание пятиоксида фосфора 1,0–6,8%. Прогнозные ресурсы вермикулита категории P₂ – 3,2 млн т, категории P₃ – 7 млн т; пятиоксида фосфора категории P₂ – 1,6 млн т, категории P₃ – 2 млн т. Рекомендуются поисково-оценочные работы [246].

Графит. На территории листа известно четыре проявления графита в Чадско-Кондерском руднороссыпном районе и один пункт минерализации. Проявления р. Маймакан (V-4-11) и р. Малый Эвикан (V-4-16) перспективные, Утукачанское (V-3-29) и р. Утукандя (V-4-19) с неясными перспективами. Они относятся к метаморфогенному типу графитовой полигенной формации, сосредоточены в метаморфитах батомгской и тырканской серий нижнего архея и представлены пласто- и линзообразными телами графитовых гнейсов мощностью от 2,5 до 7 м и протяженностью до 400 м с содержанием графита 2–20%, реже до 70%. В делювии отмечены глыбы (0,5–0,7 м в поперечнике) мономинерального графита. Графит мелко- и крупночешуйчатый. Он содержит углерод (71%), золу (28,65%), водород (0,22%), влагу (0,1%) [458, 143, 90].

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

На территории листа установлены признаки алмазоносности, известно четыре проявления и два пункта минерализации поделочных камней.

Алмазы. Присутствие алмазов отмечено на двух участках района. В породах основного–среднего состава, слагающих дайки (или малые штоки),

трассирующие зону Билякчанского разлома в междуречье Малый Комуи–Эгипчак, термохимическим разложением пробы весом 50 г обнаружено семь осколков алмазов размером до 0,15 мм [216]. Контрольный анализ этой пробы не проводился, петрографический и химический состав алмазносной породы не изучался. В эклогитоподобных породах, слагающих включения в брекчиях щелочных пикритов трубок взрыва лексеновского комплекса на правобережье р. Ингили, при петрографо-минералогических исследованиях обнаружены единичные кристаллы акцессорного алмаза [16]. Целенаправленные же поиски проявлений алмазов здесь оказались безрезультатными [236, 245, 275].

Агаты. Проявление Красное (IV-4-13) приурочено к трем зонам гнездово-линзовидного окварцевания шириной 80–400 м и протяженностью 300–1300 м в лавобрекчиях трахидацитов и субвулканических трахириодацитах раннепротерозойского элгэтэйского комплекса. В них отмечаются маломощные (первые см) прожилки, линзы, занорышы и изометричные выделения агата, сердолика, яшмовидного кварца различных цветов и оттенков. Из-за трещиноватости агат и сердолик представляют лишь коллекционный интерес, но есть предпосылки для обнаружения здесь более качественного сырья [233].

Пункт минерализации агата (IV-6-5) на водоразделе рек Неликан–Челасин приурочен к доломитам среднего рифея в экзоконтакте интрузии позднемеловых габбродиоритов джугджурского комплекса. В доломитах отмечаются линзы и прослой мощностью до 15 см черных кремней, содержащих стяжения (диаметром до 3 см) концентрически полосчатых агатов. Рисунок последних обусловлен чередованием полос (1–5 мм) светло- и темно-серого цвета [346, 110].

Аметисты. В кварцевых ядрах пегматитовых жил мощностью 0,6–1,7 м, залегающих в позднемеловых субщелочных лейкогранитах джугджурского комплекса, установлены полости, выполненные друзами кварца с размером кристаллов до 30×15 см (пункт минерализации р. Малый Комуи – IV-6-10). Аметисты и раухтопазы выполняют внешние зоны кристаллов кварца. Аметисты образуют и самостоятельные кристаллы размером до 2×0,5 см [346, 110].

Хромдиопсид. Проявление Чадское (VI-4-5) установлено в раннепротерозойских ультрабазитах Чадского массива кондерского комплекса. Оно представлено мелкозернистыми скоплениями и вкрапленностью бутылочно-зеленого хромдиопсида в клинопироксенитах и зоной серпентинита в дунитах с линзами и гнездами (до 15×25 см) темно-зеленого и ярко-зеленого хромдиопсида, имеющего высокие поделочные качества. Прогнозные ресурсы хромдиопсида категории P_1 – 876 кг [484].

Призирующие анортозиты. В Джугджурской минерагенической зоне известны перспективные проявления (Сохатиное – VI-5-30 и Олень – VI-5-33), характеризующиеся высоким поделочным и облицовочным

качеством иризирующих анортозитов. Кристаллы лабродора размером 0,5–1 см, реже до 5 см, иризируют в фиолетовых, голубовато-фиолетовых и зеленых тонах. Запасы их значительные [249].

Кроме рассмотренных проявлений поделочных камней, в Кондерском массиве гипербазитов, в частности на проявлении платины Кондер (IV-3-17) установлены пункты минерализации хризотил-асбеста, поделочных и коллекционных камней (зеленый хромдиопсид, везувиан, голубой апатит, малахит, голубой серпентин, графический пегматит, горный хрусталь и раухтопаз) [246].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ТЕРРИТОРИИ

Положение территории листа на многократно активизированной окраине Сибирской платформы в области ее сочленения с Верхояно-Колымской складчатой системой обуславливает сложность тектонического строения площади, разнообразие структур и соответственно многообразие минерации. Здесь выделяются пять минерагенических провинций, соответствующих наиболее крупным тектоническим элементам региона (структурам фундамента и чехла Сибирской платформы, Верхояно-Колымской складчатой системе, Охотско-Чукотскому вулканоплутоническому поясу): Алданская, Джугджуро-Становая, Сибирская, Верхояно-Колымская, Охотско-Чукотская. Их полезные ископаемые представлены как рудами разных металлов (титан, свинец, медь, ниобий, бериллий, золото, платина, уран и др.), так и нерудным сырьем (горючие сланцы, нефть, оптические материалы, сырье для производства минеральных удобрений и др.). Широкий и возрастной диапазон формирования оруденения – от раннего докембрия до квартера. В геологической истории района можно выделить следующие минерагенические эпохи: архейскую, раннепротерозойскую, рифейскую, венд-раннекембрийскую, позднедевонскую, ранне- и позднемеловую, четвертичную.

С архейской эпохой связаны незначительные по масштабам проявления графита и мусковита, редких земель и урана в гнейсо-мигматитовой, гранитовой и гранит-лейкогранитовой формациях, меди и никеля (с платиной), а также фосфорно-железо-титановых руд в габброанортозитовой формации.

Раннепротерозойская эпоха является, по-видимому, одной из наиболее продуктивных. С ней связана платиноносность в базит-ультрабазитовых кольцевых массивах, урановое и редкометалльное оруденение в метасоматитах.

С рифейской эпохой ассоциированы месторождения редких металлов – ниобия, тантала и бериллия, относящиеся к гидротермально-плутоногенному типу и связанные с редкометалльно-редкоземельной карбонатитовой и берtrandитовой кварц-адуляр-аргиллизитовой рудоносными формациями, возможно, платиновое оруденение в ультрабазитовых массивах, а также урановое оруденение в метасоматитах зон разломов и структурно-стратиграфических несогласий.

К венд-раннекембрийской эпохе относятся свинцово-цинковые месторождения, залегающие в терригенно-карбонатных отложениях и относящиеся к свинцово-цинковым стратиформным и жильным рудным формациям.

Позднедевонская эпоха представляется малопродуктивной. С ней связано лишь титановое оруденение, приуроченное к амфиболизированным габбро лантарского комплекса. Несмотря на сравнительно большие объемы оруденения, особого практического интереса, ввиду небольших содержаниях двуокиси титана, оно не представляет.

Раннемеловая минерогенетическая эпоха является одной из наиболее продуктивных. С раннемеловыми гранит-сиенит-монцитовой и граносиенит-диорит-гранодиоритовой формациями Кет-Капского вулканоплутонического и Верхнеюдомского плутонического ареалов Восточно-Азиатского окраинно-континентального вулканоплутонического пояса связано золотое оруденение золоторудных кварцевой, скарновой, сульфидной и малосульфидной формаций Кет-Капского серебро-золоторудного района, Сетте-Дабанской медно-золото-редкометалльной руднороссыпной и Южно-Верхоянской олово-полиметаллически-золоторудно-россыпной минерогенетических зон.

Позднемеловая эпоха также представляется весьма продуктивной. Она связана с завершающей стадией развития вулканоплутонического пояса с рудогенерирующими гранит-лейкогранит-гранодиоритовой, щелочно-гранит-сиенитовой формациями, обусловившими формирование золоторудных кварцевой, малосульфидной, сульфидной, скарновой, медно-скарновой и медно-кварц-сульфидной, молибденит-кварцевой и молибденовой грейзеновой, шеелитовой и свинцово-цинковой скарновых рудных формаций.

С четвертичной эпохой связано формирование аллювиальных россыпей золота, платины, редкоземельно-редкометалльных и титаноносных россыпей.

Профилирующими полезными ископаемыми для территории листа являются золото, платина, редкие металлы, свинец и, в перспективе, уран.

Для экспериментального прогнозирования золотого и золото-серебряного оруденения с помощью геофизических методов по договору субподряда с НПП «ВИРГ – Рудгеофизика» для территории листа О-53 была составлена по специальной методике прогнозно-геофизическая карта масштаба 1:1 000 000 в аналоговом и цифровом форматах на базе материалов составленной ранее геофизической основы, которые были дополнены, целенаправленно обработаны и проанализированы с применением современных компьютерных технологий с учетом геологических и дистанционных данных [167]. В технологии комплексной обработки данных применены программы MultAlt, «Структурный анализ», АСОД «Воздух», LinAn, Gold-Geochemic и стандартные графические пакеты SURFER, CorelDRAW, ArcView. В основу методики прогнозирования авторами были положены представления о связи известных рудовмещающих площадей с определенными геологическими обстановками, находящими отражение по комплексу количественных признаков в тех или иных параметрах геофизических полей. В качестве «обучающих» эталонных объектов для прогноза золотого и золото-серебряного оруденения были использованы площади

типовых рудных узлов с наличием в них известных и хорошо изученных месторождений. В итоге на составленной карте выделены вероятностные площади трех заданных типов рудных узлов по трем золоторудным минерагеническим зонам: Учуро-Майской (Кет-Капский золоторудный район), Сетте-Дабанской и Преддзугджурской.

Прогнозные ресурсы категории P_3 определены в соответствии с «Методическими рекомендациями по оценке металлогенического потенциала (металлогенических ресурсов) и прогнозных ресурсов категории P_3 металлических и неметаллических полезных ископаемых» (СПб., 2005 г.) методом аналогии по формуле $P_3 = Q - (\Sigma \text{запасов} + \Sigma \text{ресурсов } P_1 \text{ и } P_2)$, где Q – **начальный минерально-сырьевой потенциал оцениваемой территории** (узла), определяемый по формуле Быхова (1973 г.): $Q = K \times q \times V$, где K – коэффициент геологического подобия оцениваемого объекта, q – удельная продуктивность эталонной территории, V – параметры (площадь) оцениваемой территории. При определении значений q **эталонных рудоносных площадей** использованы сведения об удельной рудоносности металлогенических таксонов и геологопромышленных типов месторождений в типовых геологических обстановках [12].

СИБИРСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Северо-Алданская нефтегазоносная область (1 НГ / RF–PZ)

Выделяется в северо-западной части листа. Она включает в себя юго-восточную часть Вилюйской синеклизы и Учуро-Майскую плиту (ее северную и центральную части). Основное минерагеническое содержание области составляет Селендино-Инникянский прогнозируемый нефте-горючесланцевый район.

Селендино-Инникянский прогнозируемый нефте-горючесланцевый район (1.1 ГС,Н). Район находится на правом берегу р. Алдан, в низовьях рек Аим и Маймакан. Он занимает северную часть Учуро-Майской плиты, совпадая в основном с площадью выходов нижнего–среднего кембрия платформенного чехла Сибирской платформы. В восточной части района, в бассейне р. Мая, развиты отложения среднего и верхнего рифея и венда. В преимущественно известняково-доломитовых отложениях лахандинской серии верхнего рифея и верхней подсерии керпильской серии среднего рифея отмечены прослои битуминозных аргиллитов, доломитов и алевролитов, а также горючих сланцев.

В районе отмечено лишь одно проявление нефти (битумов) в долине нижнего течения р. Улахан-Лаханда, правого притока р. Мая (проявление Лаханда – П-3-5). К нефтепроизводящим горизонтам, вероятно, относятся битуминозные известняки лахандинской серии, содержащие до 2,52% битумоида, а в кавернах на глубине 510,83–513,17 м скважины – капельно-жидкую ароматическую нефть светло-желтого цвета.

В верховьях р. Талая дешифрированием дистанционной основы выявлена кольцевая структура (25 км в поперечнике), совпадающая с отрицательной

аномалией в поле Δg (5 мГал). Подобная кольцевая структура (55 км в диаметре), также совпадающая с отрицательной аномалией Δg (5 мГал), зафиксирована к юго-западу от вышеназванной, в бассейне р. Большая Юдовка, правого притока р. Аим. Обе структуры находятся в зоне линейментов (разломов) северо-восточного направления (60°), выделенных при дешифрировании. Структуры совпадают с положительными формами в рельефе и, вероятно, отвечают куполовидным поднятиям в чехле платформы. Такие участки представляются наиболее перспективными на нефть.

Селендино-Инникянский район принадлежит к восточной части Синско-Майского осадочного бассейна Северо-Алданской нефтегазоносной области, где мощность рифейско-кембрийских отложений платформенного чехла увеличивается в сторону Верхояно-Колымской складчатой системы от 1–2 до 4 км и более, в связи с чем перспективы нефтегазоносности в восточном направлении теоретически увеличиваются. Однако достаточных материалов для оценки ресурсов нефти и газа данной площади в настоящее время не имеется. Как правило, в пределах Сибирской платформы основные области нефтегазонакопления и битумонакопления пространственно разобщены. Первые сдвинуты в направлении погружения осадочного чехла [145]. Если исходить из рекомендаций, разработанных для Республики Саха (Якутия) [324], то генерационный потенциал 1 км² Северо-Алданской нефтегазоносной области можно принять равным 5000 т у. т. Тогда прогнозные ресурсы категории D_2 части этой области, находящейся в пределах территории листа О-53 (37 400 км²), можно оценить в 187 млн т у. т.

Селендино-Инникянский прогнозируемый район находится в крайней восточной части площади распространения горючих сланцев, выделенной в пределах Синско-Майского бассейна [279]. Здесь в карбонатных толщах венда и кембрия выявлены три проявления горючих сланцев, представленных линзовидными и пластообразными телами известковистых битуминозных пород мощностью до 1 м и протяженностью десятки метров, местами – несколько километров. Битумы равномерно пропитывают карбонат, содержание их составляет 0,15–0,68%. Содержание легкого битумоида 0,0005–0,04%, среднего – 0,07–0,11%, органического углерода – до 17,3%. В карбонатных породах венда–нижнего кембрия Сибирской платформы битумы распространены достаточно широко, но не образуют скоплений промышленных масштабов [145].

Учуро-Майская полиметаллически-серебряно-золоторудно-россыпная минерагеническая зона (2 Au, Ag, Pb, Zn / K_1 , Q)

Учуро-Майская минерагеническая зона находится в западной части территории листа О-53 в пределах Учуро-Майской плиты, частично Батомского выступа кристаллического фундамента Сибирской платформы. Ее металлогения имеет черты, близкие к металлогении внутриплатформенных позднепротерозойских впадин Северо-Американской, Австралийской, Южно-Африканской и Восточно-Африканской платформ. Плита перспективна на золото, серебро и полиметаллическое оруденение. Наиболее

перспективными для их поисков являются зоны структурно-стратиграфического несогласия на границе нижнего и верхнего протерозоя (нижняя граница уянской серии) и внутри верхнепротерозойского платформенного чехла (основания айманской и лахандинской серий) по периферии плиты [38]. Для Учуро-Майской плиты характерно резко дифференцированное поле силы тяжести с многочисленными положительными и отрицательными изометричными гравитационными аномалиями Δg , в основном обусловленными разной глубиной залегания кристаллического фундамента. Учуро-Майская минерагеническая зона совместно с расположенной от нее к северу Северо-Алданской нефтегазоносной областью находится в пределах кольцевой структуры, выделенной при дешифрировании дистанционной основы и отвечающей, вероятно, крупному (до 400 км в диаметре) куполовидному поднятию кристаллического фундамента краевой части Сибирской платформы. Возможно, возникновение этой структуры связано с процессами мезозойской тектоно-магматической активизацией, проявившейся в Кет-Капской зоне. Магматизм последней некоторыми исследователями [106] связывается с мезозойской горячей точкой под юго-восточной окраиной Сибирской платформы, в которой проявлено полигенно-полихронное оруденение (золото, серебро, свинец, цинк, медь, уран, редкие металлы и редкие земли) [38]. Естественно, наиболее перспективными в отношении рудной минерализации представляются площади, где участки развития структурно-стратиграфических несогласий прорваны мобилизующими оруденение раннемеловыми интрузиями. На площади листа в Учуро-Майской минерагенической зоне выделен один крупный Кет-Капский серебряно-золоторудно-россыпной район.

Кет-Капский серебряно-золоторудно-россыпной район (2.1 Au,Ag) включает семь рудных узлов, геологически связанных с максимумами проявления раннемелового интрузивного магматизма.

Омнинско-Одолинский золоторудно-россыпной узел (2.1.1 Au) площадью 750 км² находится в северо-восточной части Кет-Капского района, практически совпадая с центром кольцевой структуры, выделенной при дешифрировании дистанционной основы. Архейские образования и останцы рифейского чехла Сибирской платформы прорваны раннемеловыми сиенитами и кварцевыми монзонит-порфирами рудоносного кет-капского комплекса. В узле находится одно рудопроявление (IV-3-2) и несколько россыпных месторождений золота. Сумма запасов россыпного золота категории C₁ (3,713 т) и прогнозных ресурсов категорий P₁ и P₂ (0,96 и 4,585 т соответственно) узла на предшествующих этапах работ составила 9,258 т (прил. 2).

Общий минерально-сырьевой потенциал (МСП) золота узла может быть оценен по удельной продуктивности рудных районов (50–120 кг/км²) в вулканоплутонических поясах и областях тектоно-магматической активизации (ТМА) [12]. В связи с тем, что на площади узла выявлено лишь одно золоторудное проявление, принято наименьшее значение удельной продуктивности – 50 кг/км² и небольшой коэффициент подобия – 0,4. МСП золота узла составит: $50 \times 750 \times 0,4 = 15\,000$ кг или 15 т, а суммарные прогнозные ресурсы рудного и россыпного золота категории P₃: $15 - 9,258 = 5,742$ кг

или (округленно) 6 т. Если судить по наиболее хорошо изученному в Кет-Капском руднороссыпном районе Улаханскому серебряно-золоторудно-россыпному узлу, где примерно 1/3 МСП представлена россыпным золотом, то прогнозные ресурсы россыпного золота Омнинско-Одолинского узла могут быть оценены по категории P_3 в 2 т (6 : 3).

Улаханский серебряно-золоторудно-россыпной узел (2.1.2 Au,Ag) находится в крайней западной части Кет-Капского рудного района. Площадь узла (910 км²) сложена в основном ниже- и среднерифейскими, в меньшей мере вендскими (частично кембрийскими) отложениями чехла платформы, прорванными раннемеловыми субшелочными гранитоидами трех ранних фаз кет-капского комплекса гранит-сиенит-монзонитовой и граносиенит-диорит-гранодиоритовой рудогенерирующих формаций, реже – щелочными сиенитами дарьинского комплекса щелочно-гранит-сиенитовой формации. В узле находятся одно среднее (Скарновое – IV-1-29), два малых (Юпитер – IV-1-24, Улаханское – IV-1-33) золоторудных месторождения, семь рудопроявлений и несколько россыпных месторождений и проявлений золота.

Золотое оруденение представлено скарновой, кварцевой и сульфидной рудными формациями с достаточно высокими средними содержаниями золота по месторождениям – 30–40 г/т. В целом по узлу сумма запасов и прогнозных ресурсов категорий P_1 и P_2 оценена в 38,167 т (прил. 2).

Общий МСП по узлу оценивается по удельной продуктивности рудных районов в вулcano-плутонических поясах и областях ТМА [12], которая, учитывая, что на площади узла выявлено несколько месторождений и значительное число золоторудных проявлений, принята равной 100 кг/км² при средней величине коэффициента подобия – 0,5. При таких расчетных параметрах МСП руднороссыпного узла составит: $100 \times 910 \times 0,5 = 45\,500$ кг или (округленно) 46 т золота, а прогнозные ресурсы золота категории P_3 – $46 - 38 = 8$ т, из них ресурсы россыпного золота можно принять в размере: $8 : 3 = 2,67$ т или (округленно) 3,0 т.

Юртовый золоторудно-россыпной узел (2.1.3 Au) находится к востоку от Улаханского. Площадь узла (1050 км²) сложена отложениями нижнего и среднего рифея, венда и нижнего кембрия, прорванными гранитоидами и сиенитами кет-капского и дарьинского комплексов. В рудном узле находятся одно среднее месторождение (Рябиновое – IV-1-15 золоторудной скарновой формации), три малых (Виктория – IV-1-14 и Клин – IV-1-16 золоторудной скарновой, Крутое – IV-1-17 золоторудной кварцевой формаций), пять рудопроявлений золота и несколько россыпных месторождений. Суммарные запасы категорий $C_1 + C_2$ и прогнозные ресурсы категорий P_1 и P_2 – 29,549 т (прил. 2) при средних содержаниях золота по месторождениям от 9,4 до 23,6 г/т.

Юртовый узел был использован в качестве эталонного обучающего объекта при прогнозировании золотого оруденения с помощью геофизических методов [167] в однотипных с ним рудных узлах. Прогнозируемых объектов Юртового типа с большой долей вероятности (более 0,7) на территории Кет-Капского района выделено не было. Подобный прогнозируемый объект

с такой долей вероятности обнаружения был выделен на северо-востоке Преддзугджурской минерагенической зоны (см. ниже).

Общий МСП золота узла вычислен по удельной продуктивности рудных районов в вулcano-плутонических поясах и областях ТМА [12]. В связи с тем, что на площади узла выявлено несколько месторождений и значительное число золоторудных проявлений, приняты средние значения удельной продуктивности – 85 кг/км² и коэффициента подобия – 0,5. МСП рудного золота Юртового узла при таких параметрах составит: $85 \times 1050 \times 0,5 = 44\,625$ кг или 44,625 т, а прогнозные ресурсы категории P_3 – $44,625 - 29,549 = 15,076$ т или (округленно) 15 т, из них россыпного золота (по аналогии с Улаханским узлом) – $15 : 3 = 5$ т.

Даньский золоторудно-россыпной узел (2.1.4 Au) находится в восточной части Кет-Капского рудного района. Площадь узла (1140 км²) сложена в основном чехольно-платформенными среднерифейскими карбонатно-терригенными отложениями керпыльской серии, терригенно-карбонатными – юдомской серии венда и пестроцветной свиты нижнего кембрия, а также архейскими образованиями кристаллического цоколя, прорванными гранитоидами всех четырех фаз раннемелового кет-капского комплекса.

В пределах узла выявлено одно малое месторождение (Красивое – IV-2-14) золоторудной малосульфидной формации, семь рудопроявлений золота, относимых к золоторудным скарновой, в меньшей мере кварцевой и малосульфидной формациям, и несколько промышленных россыпей. Сумма запасов и прогнозных ресурсов категорий P_1 и P_2 этих объектов, по данным предшествующих работ, оценивается в 26,73 т (прил. 2). Средние содержания рудного золота колеблются в пределах 7–18 г/т. Сопутствующим элементом часто является серебро при содержаниях 20–25 г/т.

Общий МСП золота узла, определенный по средней удельной продуктивности (85 кг/км²) рудных районов в вулcano-плутонических поясах и областях ТМА [12], при коэффициенте подобия 0,5 составит: $85 \times 1140 \times 0,5 = 48\,450$ кг или 48,45 т, а прогнозные ресурсы категории P_3 (включая ресурсы россыпного золота) – $48,45 - 26,73 = 21,72$ т или (округленно) 22 т.

Юньский золоторудно-россыпной узел (2.1.5 Au) находится к западу от Даньского узла. Его площадь (780 км²) сложена образованиями архейского фундамента и венд-рифейского чехла Сибирской платформы, прорванными гранитоидами двух ранних фаз кет-капского комплекса. В районе узла по данным дешифрирования МАКС выделена телескопированная кольцевая структура, внутреннее незамкнутое кольцо которой (до 30 км в диаметре) соответствует большей части площади узла. Внутренней кольцевой структуре соответствует положительная форма в рельефе и максимум проявления на площади узла гранитоидных интрузий кет-капского комплекса, а также спокойная положительная аномалия в поле Δg (10 мГал).

На площади узла выявлены три малых месторождения (Левобережное – IV-2-23, Шумный – IV-2-25, Василек – IV-2-32) и четыре рудопроявления золота малосульфидной и скарновой золоторудных формаций, два месторождения и несколько проявлений россыпного золота. Средние

содержания золота по месторождениям составляют 11–20 г/т, по проявлениям – 5–11,5 г/т.

Сумму запасов и прогнозных ресурсов категорий P_1 и P_2 по указанным объектам предшествующие исследователи оценивают в 18,41 т (прил. 2). Общий МСП золота Юньского узла при удельной продуктивности 85 кг/км² (рудные районы вулканоплутонических поясов и областей ТМА [12]) и коэффициенте геологического подобия 0,5 составит: $85 \times 780 \times 0,5 = 33\,150$ кг или 33,15 т. Соответственно прогнозны ресурсы золота категории P_3 (включая россыпное золото) будут равны: $33,15 - 18,41 = 14,74$ т или (округленно) 15 т.

Дарьинский серебряно-золоторудно-россыпной узел (2.1.6 Au,Ag) находится в юго-западной части Кет-Капского рудного района. Площадь узла (1020 км²) сложена образованиями джагдаканского интрузивного комплекса фундамента платформы, среднерифейскими и вендскими отложениями ее чехла. Кет-капский интрузивный комплекс представлен монцодиоритами, монцонит-порфирами и гранодиорит-порфирами первой и второй фаз. С площадью узла совпадает кольцевая структура диаметром 40–45 км, выделенная при дешифрировании дистанционной основы. Ей соответствует положительная морфоструктура в рельефе, куполовидная структура в фундаменте платформы, намечаемая по широкому распространению архейских образований, и положительная аномалия в поле Δg (10–15 мГал), что, вероятно, связано с наличием на глубине аномалиеобразующих тел повышенной плотности (основности).

На площади узла выявлено одно малое месторождение (Усмун – IV-2-54) и пять рудопроявлений золоторудных кварцевой и малосульфидной формаций, а также два месторождения и два проявления россыпного золота. Средние содержания золота в рудных телах месторождения колеблются в пределах 24–37 г/т, содержания серебра составляют 45–384 г/т. Содержания золота проявлений в среднем 3–10 г/т, редко до 20 г/т.

Суммарные запасы и прогнозны ресурсы золота категорий P_1 и P_2 предшественники оценивают в 7,421 т (прил. 2). Если удельную продуктивность по золоту принять равной 85 кг/км² (рудные районы вулканоплутонических поясов и областей ТМА [12]), а коэффициент геологического подобия – 0,3, то его общий МСП составит: $85 \times 1020 \times 0,3 = 26\,010$ кг или 26,01 т, а прогнозны ресурсы золота категории P_3 (включая россыпное) – $26,01 - 7,421 = 18,589$ т (округленно – 19 т).

Томтоканский золоторудно-россыпной узел (2.1.7 Au) находится в юго-восточной части Кет-Капского района. Площадь узла 1350 км². В его геологическом строении участвуют образования кристаллического фундамента платформы – архейские гнейсы и кристаллосланцы батомгской серии, гранитоиды хоюндиного, кварцевые диориты и гранодиориты джагдаканского, граниты тыгыматского, раннепротерозойские бластомилониты чумиканского, субщелочные лейкограниты и сиениты улканского, ультрабазиты кондерского комплексов и карбонатно-терригенные отложения рифея чехла Сибирской платформы. Все эти образования прорваны гранитоидами разных фаз (с первой по четвертую) рудогенерирующего кет-капского комплекса.

На площади узла выявлено шесть рудопроявлений и десять россыпных месторождений золота. Все рудопроявления относятся к золоторудной кварцевой формации, связанной с зонами метасоматитов и бластомилонитов в основном в гранитоидах улканского комплекса и в среднерифейских терригенно-карбонатных породах керпильской серии. Средние содержания золота в рудных телах 5–24 г/т, редко до 50 г/т. В отдельных проявлениях (V-3-27) золоту сопутствует серебро с содержаниями 52–105 г/т. Сумма запасов и прогнозных ресурсов золота категорий P_1 и P_2 , оцененных на предшествующих стадиях геологоразведочных работ, составляет 13,563 т (прил. 2). Прогнозные ресурсы золота категории P_3 , апробированные ЦНИГРИ по состоянию на 1.01.2010 г. – 23 т при среднем содержании золота в руде 10,0 г/т.

ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Верхояно-Колымская минерагеническая провинция находится в восточной части территории листа в границах одноименной складчатой системы. В ней выделены три минерагенические зоны: Кыллахская, Сетте-Дабанская и Южно-Верхоянская.

Кыллахская редкометалльно-редкоземельно-полиметаллическая минерагеническая зона (3 Pb,Zn,TR,R / RF-PZ)

Кыллахская минерагеническая зона соответствует одноименной подзоне Юдомо-Майской СФЗ. В ней распространено стратиформное свинцовоцинковое оруденение в терригенно-карбонатных и карбонатных толщах (миргалимсайский подтип). Оно заключено преимущественно в вендских доломитах и известняках и локализовано в зонах и горизонтах брекчирования, дробления, пиритизации и окварцевания в виде рассеянной и гнездовидной вкрапленности, местами массивных руд, образуя протяженные прослойки и пласты в соответствии с простираем пород [133]. В пределах зоны выделено три рудных узла, один из которых прогнозируемый. Все узлы сосредоточены в северной части зоны.

Курунгский (Сарданский) полиметаллический рудный узел (3.0.1 Pb,Zn) находится в крайней северной части территории листа О-53, частично продолжаясь за его пределы на север. Общая площадь узла 585 км², в том числе его части, расположенной в пределах листа О-53, – 360 км². В пределах узла распространены верхнерифейские, вендские, кембрийские и юрские отложения, образующие узкие складки меридионального простираения на фоне крупной моноклинали, погружающейся к востоку. Широкое развитие имеют соскладчатые субмеридиональные разрывы надвигового типа, сыгравшие существенную роль в локализации оруденения. Рудные тела находятся в вендских известняках и доломитах юдомской серии и представляют собой согласные со слоистостью или пологосекущие ее гидротермальные жилы, в связи с чем, по мнению некоторых геологов [133], этот тип оруденения следует относить к гидротермально-стратиформному.

На площади узла в пределах территории листа О-53 находятся два крупных (Сардана – I-5-1 и Уруй – I-5-6) свинцово-цинковых месторождения и ряд рудопроявлений. Среднее содержание свинца и цинка в рудах 12%. Наряду с основными компонентами в них присутствуют (в среднем): германий – 80 г/т, кадмий – 550 г/т, серебро – 39 г/т. Суммарные запасы категории С₂ и прогнозные ресурсы категорий Р₁ и Р₂ в целом по узлу с учетом месторождения Перевальное, расположенного на соседней территории, составляют: цинка – 10 800 тыс. т, свинца – 3700 тыс. т, германия – 10,2 тыс. т, кадмия – 44,5 тыс. т, серебра – 5400 т [290].

Прогнозные ресурсы категории Р₃ оценены по удельной продуктивности. Она вычислена исходя из суммарных запасов категории С₂ и ресурсов категорий Р₁ и Р₂ каждого рудного компонента в целом по узлу и составляет: по цинку – $10\,800 : 585 = 18,46$ тыс. т/км², свинцу – $3700 : 585 = 6,32$ тыс. т/км², германию – $10,2 : 585 = 0,02$ тыс. т/км², кадмию – $44,5 : 585 = 0,08$ тыс. т/км², серебру – $5400 : 585 = 9,23$ т/км². Поскольку большая часть площади узла относительно хорошо изучена, на ней вряд ли возможно выявление новых крупных объектов, применяется поправочный коэффициент 0,3, с учетом которого прогнозные ресурсы категории Р₃ узла в пределах территории листа составят (округленно): цинка – $18,46 \times 360 \times 0,3 = 1990$ тыс. т, свинца – $6,32 \times 360 \times 0,3 = 680$ тыс. т, германия – $0,02 \times 360 \times 0,3 = 2,16$ тыс. т, кадмия – $0,08 \times 360 \times 0,3 = 8,6$ тыс. т, серебра – $9,23 \times 360 \times 0,3 = 997$ т (прил. 2).

Хамнинский редкометалльно-редкоземельный рудный узел (3.0.2 TR,R) находится в северо-западной части Кыллахской зоны, в междуречье Юдома–Бас–Дюкат. Площадь узла (480 км²) сложена верхнерифейскими и вендскими отложениями, образующими западное крыло синклинали, нарушенное серией складчатых разрывов. В северной части узла выявлено одно малое редкометалльно-редкоземельное месторождение (Хамнинское – I-5-12), в южной – одно рудопроявление бериллия (Хамнюк – I-5-22).

Хамнинское месторождение редких земель и ниобия, приуроченное к интенсивно трещиноватым и катаклазированным терригенно-карбонатным породам лахандинской серии верхнего рифея и связанное с малыми штоками и дайками позднерифейских щелочных сиенитов рудогенерирующего ингилийского комплекса, относится к редкометалльно-редкоземельной карбонатитовой рудной формации. Среднее содержание суммы редких земель по месторождению 0,25%, ниобия – 0,13%. Запасы суммы редких земель на глубину 150 м оценены по категории С₂ в 2266 тыс. т. Прогнозные ресурсы категорий Р₁+ Р₂ составляют: суммы редких земель – 1133 тыс. т, пятиокси ниобия – 75 тыс. т, тория – 35 тыс. т [290].

Хамнинское месторождение размещается в контуре обширного широтно вытянутого шлихового ореола рассеяния минералов редких земель, который занимает около 250 км² площади рудного узла и выходит за его пределы. Другой контрастный ореол рассеяния этих минералов, занимающий примерно такую же часть площади узла, оконтурен в его южной части. При коэффициенте геологического подобия этой части территории рудному полю Хамнинского месторождения и его окрестностей, равному 0,5, ее прогнозные ресурсы категории Р₃ могут составить: по

редким землям – $(2266 + 1133) \times 0,5 = 1699$ тыс. т, по пятиокиси ниобия – $75 \times 0,5 = 37,5$ тыс. т, по торию – $35 \times 0,5 = 17,5$ тыс. т.

Бериллиевое оруденение проявления Хамнюк вмещают верхнерифейские известняки и доломиты лахандинской серии. Они альбитизированы и брекчированы на контакте с позднерифейскими щелочными интрузиями, т. е. геологическая обстановка бериллиевое оруденения аналогична обстановке Хамнинского месторождения. Рудообразующей (рудогенерирующей) формацией является щелочно-ультрамафитовая с ийолит-уртитам и карбонатами ингилийского комплекса. Оруденение относится к берtrandитовой кварц-адуляр-аргиллизитовой рудной формации. Содержание бериллия в рудных телах колеблется в пределах 0,016–0,55 %, составляя в среднем 0,36 %. Оценка прогнозных ресурсов по проявлению не производилась, поскольку эталоны удельной продуктивности данной рудной формации, равно как и аналогичные рудные объекты, в регионе отсутствуют.

Лугун-Пуханильский прогнозируемый полиметаллический рудный узел (3.0.3 Pb,Zn) находится в северной части Кыллахской зоны, южнее Хамнинского рудного узла. Его площадь 1500 км². В строении ее принимают участие верхнерифейские, вендские и ниже-среднекембрийские терригенно-карбонатные, верхнекаменноугольные, нижнепермские и нижеюрские терригенные отложения. Они смяты в серию субмеридиональных складок, нарушенных соскладчатыми разрывами, ограничивающими тектонические пластины, погружающиеся на восток. Субмеридиональные структуры местами разбиты поперечными разрывами и смещены относительно друг друга.

Полиметаллическое оруденение здесь, так же как и в Курунском рудном узле, приурочено к вендским терригенно-карбонатным отложениям юдомской серии. В пределах узла выявлено пять цинково-свинцовых (Муоландин – I-5-27, Сордонгнох – I-5-30, руч. Дэлиндэ – II-5-2 и др.) и шесть свинцово-цинковых (Нижний Пуханил – II-5-1, Хочо – II-5-14, р. Малый Маталакан – II-5-15 и др.) рудопроявлений. Цинково-свинцовые проявления, как правило, находятся в тектонических зонах дробления юдомских известняков и доломитов, нередко в контакте с дайками базальтов и монцогаббро позднедевонского омнинского комплекса. По зонам дробления часто образуются метасоматиты, в которых местами формируются анкеритовые залежи с вкрапленными, гнездово-вкрапленными, иногда массивными полиметаллическими рудами. Содержание свинца во вкрапленных рудах составляет 0,01–4,51 %, в массивных – 64–73,9 %, цинка – 0,01–3,47 %, местами до 35 %. В небольшом количестве присутствуют: медь – 0,001–0,04 %, олово – 0,05 %, марганец – до 1 %, селен – 0,03 %, германий – 0,01–0,03 %, золото – 0,2–0,6 г/т, серебро – 2,4–12,5 г/т. Свинцово-цинковые проявления локализованы как в зонах дробления, так и на контактах известняков с доломитами. Мощность рудоносных зон колеблется от 5 до 25 м при протяженности до первых сотен метров. Содержание цинка в рудах в среднем 4–5 %, иногда до 25 %, свинца – 0,01–0,3 %, германия – 0,02 %, серебра – 31 г/т.

Таким образом, для рассматриваемого рудного узла рудовмещающей формацией является терригенно-карбонатная, рудной – стратиформная и

жильная. Как и в Курунгском рудном узле, основным рудоконтролирующим фактором в ней наряду со стратиграфо-литологическим (карбонатные толщи юдомской серии) является тектонический – наличие складчатых разрывов с зонами дробления. Поэтому для оценки прогнозных ресурсов основных и сопутствующих компонентов полиметаллических руд по прогнозируемому узлу вполне можно использовать результаты расчетов прогнозных ресурсов категории P_3 Курунгского рудного узла (см. выше), отделив его удельную продуктивность, которая составит: для цинка – $1990:360 = 5,53$ тыс. т/км², свинца – $680:360 = 1,89$ тыс. т/км², германия – $2,16:360 = 0,006$ тыс. т/км², кадмия – $8,6:360 = 0,024$ тыс. т/км², Ag – $997:360 = 2,77$ т/км². Для двух рудных полей (Пуханил-Бес-Юряхское – 86 км² и Делингинское – 8,7 км²), входящих в площадь прогнозируемого узла, уже оценены прогнозные ресурсы по категории P_2 [321]. Они составляют: цинк – 788,8 тыс. т, свинец – 529 тыс. т, германий – 0,295 тыс. т, кадмий – 2,14 тыс. т, серебро – 740 т. Исходя из указанных данных, с учетом коэффициента геологического подобия 0,3, прогнозные ресурсы категории P_3 Лугун-Пуханильского узла составят (округленно): цинк – $(5,53 \times 1500 \times 0,3) - 788,8 = 1700$ тыс. т, свинец – $(1,89 \times 1500 \times 0,3) - 529 = 322$ тыс. т, германий – $(0,006 \times 1500 \times 0,3) - 0,295 = 2$ тыс. т, кадмий – $(0,024 \times 1500 \times 0,3) - 2,14 = 9$ тыс. т, серебро – $(2,77 \times 1500 \times 0,3) - 740 = 506$ т.

Значительные прогнозные ресурсы узла, наличие в нем пяти перспективных проявлений, из которых особо следовало бы отметить рудопроявления Хочо и р. Малый Маталакан, выдвигают Лугун-Пуханильский узел в число весьма перспективных объектов для дальнейших исследований. Однако отсутствие транспортной инфраструктуры отодвинет освоение этого района на неопределенный срок.

Сетте-Дабанская медно-золото-редкометалльная руднороссыпная минерагеническая зона (4 R,Au,Cu / RF–MZ, Q)

Сетте-Дабанская минерагеническая зона соответствует одноименной подзоне Юдомо-Майской СФЗ, сложенной средне- и позднерифейскими, вендскими, кембрийскими и силурийскими отложениями средней части склона пассивной континентальной окраины. В пределах зоны выделены три рудных узла, один из которых – прогнозируемый. При оценке ресурсов золоторудно-россыпной узел с месторождением золото-гидрослюдисто-кварцевой формации Тас-Юрях и рядом проявлений золота, отвечающих по прогнозным ресурсам месторождениям разного ранга.

Улахан-Бамский (Горноозерский) редкоземельно-редкометалльный руднороссыпной узел (4.0.1 R,TR) находится в северной части минерагенической зоны. Площадь узла (280 км²) сложена верхнерифейскими карбонатно-терригенными отложениями, прорванными Горноозерским массивом (11,5 км²) позднерифейских карбонатитов, ийолит-уртитов, нефелиновых сиенитов и пироксенитов рудогенерирующего ингилийского комплекса. К массиву приурочено коренное месторождение тантал-ниобиевых руд с редкими землями (Горноозерское – I-6-6) и россыпь тантало-ниобатов

(Озеро Горное – I-6-5) в голоценовых и неоплейстоценовых прибрежно-озерных и аллювиальных отложениях. В южной части руднороссыпного узла шлиховым опробованием оконтурен ореол рассеяния редкоземельных минералов.

Тантал-ниобиевое оруденение Горноозерского месторождения связано с эгирин-доломитовыми, эгирин-анкеритовыми и анкеритовыми карбонатами поздних стадий. Наряду с преобладающими в рудах пирохлором и колумбитом в них присутствуют редкоземельные минералы: бастнезит, паризит, монацит. Содержание (%) пятиокси ниобия – 0,15–0,3 (максимальное – до 2), пятиокси тантала – 0,016–0,018 (максимальное – 0,03), суммы редких земель – 1,46, пятиокси фосфора – 4,0–5,36 [403, 493, 89]. Балансовые запасы категории C_2 : пятиокси ниобия – 1190 тыс. т, пятиокси тантала – 15,3 тыс. т, триоксид редких земель – 1550 тыс. т. Прогнозные ресурсы категорий $P_1 + P_2$: пятиокси ниобия – 1600 тыс. т, пятиокси тантала – 20,5 тыс. т, триоксид редких земель – 1240 тыс. т, пятиокси фосфора – 10 млн т [290].

Поскольку рудный узел относительно хорошо изучен, и на площади его не выявлены новые ультрабазитовые и щелочные интрузии, с которыми могут быть связаны рудные карбонаты, прогнозные ресурсы его по категории P_3 не оцениваются.

Курун-Уряхский молибденово-медно-золоторудно-россыпной узел (4.0.2 Au,Cu,Mo) находится в южной части Сетте-Дабанской минерагенической зоны. В пределах узла (850 км²) обнажены верхнерифейские, вендские, кембрийские и нижне-среднеордовикские терригенные и карбонатные отложения. Они обогащены углеродистым веществом, с которым, по мнению многих исследователей, в виде микрочастиц связан ряд полезных компонентов, в частности, золото. На площади узла широко представлена разломная тектоника в виде серии субмеридиональных складчатых разрывов надвигового типа, ограничивающих тектонические пластины, погружающиеся в восточном направлении, и северо-восточных, местами субширотных разрывов, разбивающих пластины на блоки. Осадочные образования прорваны раннемеловыми гранодиоритами уэляхского комплекса. Площади узла соответствует мелко-ячеисто-дифференцированное поле силы тяжести с положительными и отрицательными аномалиями 5–7 мГал. Западной части узла в районе золоторудного месторождения Малютка соответствует положительная аномалия в 5 мГал. Курун-Уряхский узел был использован в качестве эталонного обучающего объекта при прогнозировании с помощью геофизических методов [167] однотипных с ним рудных узлов.

В пределах узла находятся среднее серебряно-золоторудное (Тас-Юрях – II-6-25) и малое золоторудное (Малютка – III-6-3) месторождения, по одному золоторудному, молибденовому, молибден-медно-вольфрамовому, цинково-свинцовому рудопроявлению, около десятка пунктов минерализации меди, молибдена, золота, серебра и ниобия и несколько россыпных месторождений золота.

Положение месторождений контролируется узлами пересечения разрывных нарушений разных направлений. Месторождение Тас-Юрях приурочено к узлу пересечения северо-восточных и субширотных разломов.

Рудовмещающими являются терригенно-карбонатные породы ниже-среднеордовикской саккырырской свиты и верхнерифейской уйской серии. Рудные тела, представленные брекчированными и окварцованными породами, ориентированы в соответствии с простираем толщ и основными разрывами. Оруденение относится к золоторудным кварцевой и малосульфидной рудным формациям, в которых отсутствуют минералы молибдена и вольфрама, характерные для рудопроявлений, связанных с гранитоидами уэмляхского комплекса. Вероятнее всего, в данном случае золотое оруденение не связано с гранитами и имеет другую природу. Возможно, оно относится к карлинскому типу. Как полагает большинство исследователей [372, 11, 144, 114 и др.], изучавших золотую минерализацию Южного Верхоянья, именно такой тип здесь широко распространен.

Средние содержания золота в рудах месторождения Тас-Юрях 19,7–30,5 г/т, серебра – 7,9 г/т, золота в рудах месторождения Малютка – 2,7 г/т.

Прогнозные ресурсы золота категорий P_1 и P_2 Курун-Уряхского рудного узла, утвержденные на 1.01.2003 г. и апробированные по завершнным ГРП на 1.01.2010 г., составляют 45 т, из них по категории P_1 – 16,0 т (15 т – месторождение Тас-Юрях и 20 т – месторождение Малютка), ресурсы категории P_3 – 15 т (северо-восточный фланг узла). Протоколом НТС департамента по недропользованию «Дальнедра» № 48 от 29.08.2007 г. ресурсы золота категории P_3 по Курун-Уряхскому узлу определены в количестве 25 т.

К экзоконтактной зоне Мурамнянского массива гранодиоритов уэмляхского комплекса приурочено молибденовое и молибденово-медно-вольфрамовое оруденение (рудопроявления Западное – П-6-18 и Муромец – П-6-23 соответственно). Оно связано со скарновой рудной формацией. В рудных скарнах проявления Западное содержание молибдена составляет 0,1–0,5%, в скарнах проявления Муромец содержание триоксида вольфрама в среднем 0,19–0,27%, молибдена – 0,02–0,05%, меди – 0,1–2,2%, серебра – 32–56 г/т, золота – 0,8–3,4 г/т. Прогнозные ресурсы молибдена проявления Западное не оценены. Прогнозные ресурсы металлов в проявлении Муромец оценены по категории P_2 : триоксида вольфрама – 3,02 тыс. т, меди – 16 тыс. т, молибдена – 4 тыс. т [354]. Учитывая, что Мурамнянский массив (около 60 км²) имеет пологие контакты с вмещающими породами, можно ожидать интенсивную метасоматическую проработку их на большей части зоны экзоконтакта. Поэтому прогнозные ресурсы категории P_3 рудного узла можно оценить примерно в таком же объеме, что и по P_2 : триоксид вольфрама – 3,02 тыс. т, медь – 17,3 тыс. т (с учетом описанного ниже проявления р. Сокурдах – 1,3 тыс. т), молибден – 6 тыс. т (с учетом проявления Западное). Приведенные прогнозные ресурсы незначительные и только по молибдену выходят на уровень малого месторождения.

Полиметаллическое оруденение Курун-Уряхского узла относится к другому типу – курунскому (сарданскому), т. е. стратиформному в терригенно-карбонатной формации. Свинцово-цинковое рудопроявление р. Сокурдах (П-6-24) заключено в доломитах и известковистых песчаниках юдомской серии венда и приурочено к узлу пересечения северо-восточного и широтного разломов. Рудные тела представлены кварцевыми жилами,

линзами с обильной вкрапленностью сульфидов. Содержание свинца в кварцевых жилах и линзах с обильной вкрапленностью сульфидов 0,1–3% и более, цинка – 1–3%, серебра – 10–60 г/т. Прогнозные ресурсы категории P_3 рудного узла, согласно данным [354, 372] (свинец – 2,6 тыс. т, цинк – 2,6 тыс. т), не соответствуют даже малому месторождению.

Иниканский прогнозируемый молибденово-медно-золоторудно-россыпной узел (4.0.3 Au,Cu,Mo) находится в южной части Сетте-Дабанской минералогической зоны. Площадь узла (1440 км²) сложена терригенно-карбонатными отложениями среднего и верхнего рифея (керпыльская, лахандинская и уйская серии), венда (юдомская серия), нижнего кембрия (в основном иниканчанская свита) и нижнего–среднего ордовика (саккырырская свита), которые разбиты серией субмеридиональных соскладчатых разрывных нарушений и местами прорванных небольшими (около 10–15 км²) интрузиями раннемеловых гранодиоритов уэмяхского комплекса. Для узла характерно мелкочаеистое дифференцированное поле силы тяжести с положительными и отрицательными гравитационными аномалиями 7–10 мГал. При этом в одном случае выходам гранодиоритов соответствует положительная, в другом – отрицательная аномалии. На площади узла выявлены золотые (Нижеиниканчанское – III-6-10, Верхнеиниканчанское – III-6-17), медные (III-6-12, III-6-15, III-6-22) и молибденовое (III-6-20) рудопроявления.

Золото. Рудовмещающими для золотого оруденения являются терригенные образования уйской серии. В качестве рудообразующей формации выступает гранодиоритовая, представленная в узле гранодиоритами и граносиенитами уэмяхского комплекса. Оруденение принадлежит к золоторудной кварцевой формации. В экзоконтакте массивов установлены участки мелкопрожилкового окварцевания (местами с крупными кварцевыми жилами) типа линейных штокверков шириной до 10 м и более при протяженности сотни метров. Среднее содержание золота в рудах 2,74 г/т, присутствуют серебро – до 31,3 г/т, молибден – до 0,4%, свинец – до 0,01%, медь – до 0,2%. Рудопроявления считаются перспективными, по одному из них прогнозные ресурсы золота категории P_2 оценены в 0,98 т, по другому категории P_3 – 4 т. Зоны с подобным типом оруденения выявлены также вблизи (2–3 км) выделенных проявлений [354, 313].

Как видно из описания, иниканский тип золотого оруденения существенно отличается от курун-уряхского типа, где рудоматеринскими представляются осадочные толщи. К тому же в рудах курун-уряхского типа отсутствует молибден, а в Иниканском узле золоторудная минерализация постоянно сочетается с молибденитовой, что характерно для оруденения, связанного с уэмяхским гранодиоритовым комплексом.

Прогнозные ресурсы золота оценены по удельной продуктивности рудных формаций в вулканоплутонических поясах и областях ТМА [12], значение которой, учитывая, что на площади узла выявлено всего два золоторудных проявления, принимается небольшое – 80 кг/км² при малой величине коэффициента подобия – 0,3. При таких критериях оценки, общий минерально-сырьевой потенциал узла составит: $80 \times 1440 \times 0,3 = 34\,560$ кг или 34,56 т, а прогнозные ресурсы рудного золота категории P_3 , учитывая

наличие уже оцененных прогнозных ресурсов категории P_2 (0,98 т), – 34,56–0,98 = 33,58 т (округленно – 33 т).

По геолого-структурному положению, прямым и косвенным признакам узел относится к среднепродуктивным золоторудным объектам.

Медь. В терригенных образованиях уйской серии верхнего рифея установлена медная минерализация гидротермального типа, приуроченная к зонам прожилкового окварцевания в разломах субмеридионального и северо-восточного направлений. Минерализация в основном вкрапленная, местами – гнездовая, относится к медно-кварц-сульфидной формации. Рудоматеринскими, вероятнее всего, являются осадочные толщи рифея-венда, откуда при коллизии в позднеюрское время могли быть заимствованы полезные компоненты и отжаты в структурные (и литологические) ловушки. Среднее содержание меди в рудах от 0,1–0,2 до 0,8–1,0%, присутствуют серебро – 1–30 г/т, золото – до 0,02 г/т, свинец – до 1% [252, 111, 354].

Для этого типа рудных объектов нет данных по удельной продуктивности аналогичных по геологическому строению рудных узлов и удельной продуктивности рудных формаций. По данным [354], прогнозные ресурсы меди категории P_2 рудопроявления р. Нижний Иниканчан – 42 тыс. т. Два других рудопроявления меди прогнозируемого узла подобны оцененному по категории P_2 . Соответственно можно ожидать по ним прогнозные ресурсы того же порядка, т. е. в совокупности по трем проявлениям они составят 120 тыс. т, из них категории P_3 – 80 тыс. т, а удельную продуктивность – $120:1440 = 0,083$ тыс. т/км². При такой низкой удельной продуктивности выявление в Иниканском узле значимых по запасам месторождений меди вряд ли представляется реальным.

Молибден. Рудовмещающей для молибденового оруденения является терригенная формация уйской серии верхнего рифея. Оруденение гидротермального плутоногенного типа [111] приурочено к экзоконтакту массива раннемеловых кварцевых диоритов уэляхского комплекса (диорит-гранодиоритовая рудогенерирующая формация), где выявлен линейный штокверк (10–20 × 350 м) с густотой кварцевых прожилков 2–3 на 1 пог. м. В дробленном лимонитизированном кварце штокверка развита вкрапленность, местами густая, молибденита и других сульфидов. Содержания молибдена, меди, свинца и цинка составляют в среднем по 0,2%, серебра – 1–5 г/т, золота – 0,2 г/т [354]. Перспективы проявления не ясны.

В западной части Сетте-Дабанской минерагенической зоны, на границе с Кыллахской зоной (к западу от Курун-Уряхского узла) на границе листов О-53-ХI, -ХII при прогнозно-геофизических исследованиях [167] была выделена (с вероятностью 0,7–0,9) площадь, перспективная на золотое оруденение курун-уряхского типа. По данным дешифрирования МАКС, площадь приурочена к участку пересечения субмеридиональных надвигов, по которым кембрийские и ордовикские толщи надвинуты на рифейско-вендские, с более молодым разломом северо-восточного простирания. Тектонический фактор совместно с магматическим обеспечили мобилизацию золота из вмещающих известково-терригенных толщ рифея, венда и кембрия, в составе которых отмечены битуминозные отложения – потенциальные

источники золота, меди, серебра и других металлов. Результаты прогнозно-геофизических исследований, геологические (тектонический и литологический) прогнозные факторы позволяют отнести эти площади к числу заслуживающих постановки поисково-оценочных работ.

Южно-Верхоянская олово-полиметаллически-золоторудно-россыпная минерагеническая зона (5 Au,Pb,Zn,Sn / К, Q)

Южно-Верхоянская минерагеническая зона выделяется в границах Южно-Верхоянской СФЗ Верхояно-Колымской складчатой системы, в той ее части, где она сложена терригенной верхнекаменноугольной–верхнепермской и терригенно-карбонатной нижнекаменноугольной формациями, формировавшимися в обстановке склона и подножия пассивной континентальной окраины. В пределах минерагенической зоны, в северной ее части, выделен Аллах-Юньский золоторудно-россыпной район, в котором находится всё имеющее практический интерес оруденение.

Аллах-Юньский золоторудно-россыпной район (5.1 Au)*. Район сложен каменноугольными и пермскими отложениями, образующими Джайкангинскую синклиналь на севере и Укачинскую антиклиналь на юге. В нем развиты северо-восточные и уступающие им по значимости субмеридиональные разрывные нарушения. Району соответствует зона отрицательных значений поля Δg (35–45 мГал). В пределах района выделены Юрско-Бриндакитский, Огонекский золоторудно-россыпные узлы и Ловийский прогнозируемый золоторудно-россыпной узел.

Юрско-Бриндакитский золоторудно-россыпной узел (5.1.1 Au) площадью 360 км² находится в северо-восточной части территории листа. В нем известны два средних золоторудных месторождения (Юрское – I-6-12 и Дуэтское – I-6-16), три золоторудных проявления (Видимое – I-6-8, Смелое – I-6-9, ручьи Кварцевый, Попутный I-6-3) и шесть россыпных месторождений золота. Рудному полю Юрского месторождения на карте Δg отвечает отрицательная гравитационная аномалия 5–8 мГал, которая связывается с нескрытой гранитной интрузией. Рудовмещающей формацией для золотого оруденения является терригенная (песчаники, гравелиты, алевролиты). Оруденение относится к золоторудной кварцевой формации. Рудные кварцевые жилы, как правило, пластовые и субпластовые, что характерно для стратиформного типа месторождений. Набор рудных минералов (пирит, галенит, сфалерит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, блеклые руды, золото) соответствует обычным стратиформным золоторудным месторождениям, не связанным с интрузиями. Средние содержания золота на месторождениях – 17–34,7 г/т, в проявлениях – 0,5–9,4 г/т. Местами содержится серебро – до 15–31 г/т. Отношение Au:Ag составляет в среднем 3:1 [183, 434, 306]. Сумма запасов (включая забалансовые) и прогнозных ресурсов категорий P_1 и P_2 рудного и россыпного золота рассматриваемой части узла составляет 70,941 т, из них запасы категорий А + В + С – 40,715 т

*Район находится в основном на соседних с севера, северо-востока и востока территориях.

(прил. 2). При этом удельная продуктивность Юрско-Бриндакитского узла оценивается в 197 кг/км² (70,941 : 360).

Наиболее вероятным источником золота являются терригенные породы каменноугольного возраста. Региональный фон золота в Южно-Верхоянском синклинории составляет для алевролитов 7,2 мг/т, для песчаников – 6 мг/т. Продуктивные рудовмещающие отложения характеризуются еще более высокими содержаниями: алевролиты – 12,2 мг/т, песчаники – 10 мг/т [77]. При наличии такого высокого фона любая мобилизация золота может привести к получению промышленных концентраций. Один из наиболее вероятных факторов мобилизации золота – позднеюрские коллизионные события, проявившиеся в интенсивной складчатости с многочисленными синскладчатыми разрывами и с образованием тектонических пластин и чешуй. При этом с повышением температуры и давления на осадочные толщи стал действовать механизм фильтр-прессинга, в результате чего рудные компоненты и, прежде всего золото, как наиболее мобильное, отжимались в структурные ловушки. Другой мобилизационный механизм – зеленосланцевый метаморфизм под действием тепла и флюидов в связи с раннемеловыми коллизионными гранитами в тылу Удской вулканической дуги. В любом случае возникший флюидный поток выносил золото и мышьяк из градиентно метаморфизируемых осадочных пород, обогащенных этими элементами. Флюид мигрировал вдоль зон разломов и отлагал полезные элементы в виде стратиформных кварцевых жил в структурных ловушках в пределах зон зеленосланцевого метаморфизма [144].

Удельная продуктивность Юрско-Бриндакитского узла, благодаря высокой степени изученности, составляет 197 кг/км², что соответствует максимальному значению (200 кг/км²) рекомендуемой для расчетов удельной продуктивности узлов в терригенных комплексах миогеосинклиналей [12]. Поэтому прогнозные ресурсы золота категории P₃ в нем не оцениваются.

Огонекский золоторудно-россыпной узел (5.1.2 Au) находится в северо-восточной части Аллах-Юньского района. В пределах части узла, расположенной на территории листа О-53 (350 км²), выявлены одно золоторудное проявление (Юки – I-6-20) и четыре россыпных месторождения золота. Золотое оруденение относится к типу, аналогичному описанному в Юрско-Бриндакитском узле. Рудовмещающие породы представлены терригенной формацией (суркечанской свитой). Рудоносными являются субпластовые кварцевые жилы. Рудная формация – золоторудная кварцевая. Рудные минералы: пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, золото. Содержание золота колеблется от первых граммов до 108,4 г/т, среднее содержание – 16,3 г/т [205, 478]. Суммарные запасы и прогнозные ресурсы категорий P₁ и P₂ рудного и россыпного золота Огонекского узла составляют 33,895 т, из них запасы категорий А + В + С – 6,907 т (прил. 2).

Общий МСП Огонекского узла определен по удельной продуктивности узлов в терригенных комплексах миогеосинклиналей, которая колеблется в пределах 50–200 кг/км² [12]. Для расчета принята средняя удельная продуктивность – 120 кг/км², при которой МСП составит: $120 \times 350 = 42\,000$ кг или 42 т, а прогнозные ресурсы золота категории P₃ – $42 - 33,895 = 8,105$ т (округленно – 8 т).

Ловийский прогнозируемый золоторудно-россыпной узел (5.1.3 Au) находится в южной части Аллах-Юньского руднороссыпного района. На территории узла (400 км²) выявлено три золоторудных (Утайка – I-6-31, руч. Зак – I-6-27, руч. Кур – I-6-37), одно полиметаллическое с медью (I-6-35) проявлений и несколько россыпепроявлений золота.

Рудовмещающей формацией является терригенная (верхнекаменноугольная суркечанская и ниже-среднекаменноугольные хатынахская и наталинская свиты). Рудная формация – золоторудная кварцевая. Оруденение связано с субпластовыми, частично приразломными зонами прожилково-жильного окварцевания. Рудные минералы: пирит, халькопирит, галенит, арсенопирит, сфалерит, золото. Содержания золота в рудах в целом значительно ниже, чем в описанных выше узлах Аллах-Юньского района, и составляют первые г/т, в единичных случаях достигая 67 г/т. Но руды этого узла характеризуются повышенным содержанием серебра – от 6,2–19,1 до 50–300 г/т, т. е. Au:Ag составляет 1:5–10 [370, 312, 204, 315].

Прогнозные ресурсы категорий P₁ и P₂, составляющие в сумме 0,25 т, оценены только для двух россыпепроявлений (прил. 2). Прогнозные ресурсы рудного золота категории P₃ определены через рекомендуемую для расчетов удельную продуктивность формаций в терригенных комплексах миогеосинклиналей [12]. Учитывая недостаточную изученность узла, для расчета принята минимальная удельная продуктивность – 50 кг/км², а поскольку оруденение характеризуется относительно низкими содержаниями золота, вводится поправочный коэффициент 0,5. Прогнозные ресурсы рудного золота категории P₃ Ловийского узла составят: 50 × 400 × 0,5 = 10 000 кг или 10 т. С учетом золото-серебряного отношения по рудам узла, в среднем 1:8, прогнозные ресурсы серебра категории P₃ оценены в 80 т.

Медно-свинцово-цинковое оруденение руч. Ласточка (I-6-35) локализовано в терригенно-карбонатной формации хатынахской и наталинской свит нижнего–среднего карбона. Рудная формация – свинцово-цинковая жильная. Оруденение приурочено к зонам субмеридиональных разломов с прожилково-жильным окварцеванием. Содержание свинца 0,08–4,3%, цинка – 0,3–0,78%, меди – 0,02–1,91%, серебра – 50–300 г/т. Перспективы оруденения не ясны [370, 315].

АЛДАНСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

В Алданской минерагенической провинции выделены Учуро-Батомгская и Тыркано-Учурская минерагенические зоны.

Учуро-Батомгская редкоземельно-платиново-редкометалльная руднороссыпная минерагеническая зона (6 R,Pt,TR / AR₁-PR₁, Q)

Зона занимает центральную и южную части территории листа и характеризуется гетерогенным строением. Она включает в себя восточную часть Тырканского блока архейского кристаллического фундамента Сибирской платформы, раннепротерозойский Улканский терригенно-вулканогенный

прогиб, часть Батомгского выступа кристаллического фундамента и юго-восточную часть Учуро-Майской плиты с неглубоким залеганием архейского основания. В пределах зоны выделен один руднороссыпной район – Чадско-Кондерский и два рудных узла за его пределами.

Чадско-Кондерский золото-редкоземельно-платиноворудно-россыпной район (6.1 Pt,TR,Au) занимает центральную часть минерагенической зоны. В нем выделено пять узлов, из них два – прогнозируемых.

Кондерский золото-платиноворудно-россыпной узел (6.1.1 Pt,Au) находится в северо-западной части Чадско-Кондерского района. Площадь узла (1050 км²) сложена раннеархейскими метаморфическими образованиями батомгской серии фундамента платформы, среднерифейскими карбонатно-терригенными отложениями ее чехла (керпильская серия), раннепротерозойскими ультрабазитами и габброидами кондерского комплекса и раннемеловыми кварцевыми монцитит-порфирами второй фазы кет-капского комплекса. Кондерскому кольцевому массиву соответствует в поле Δg интенсивная положительная аномалия 25–30 мГал. На дистанционной основе он четко выделяется как телескопированная кольцевая структура.

Основное оруденение узла – платиновое. В пределах узла выявлены крупное россыпное месторождение по рекам Кондер и Уорголан (IV-3-8), россыпепроявление по р. Уорголан (IV-3-7) и рудопроявление платины (Кондер – IV-3-17), а также проявление вермикулита (Аномальное – IV-3-14).

Платина. Источником платины крупного россыпного месторождения является дунитовое ядро Кондерского массива, о чем свидетельствуют и морфология россыпи, и присутствие в дунитах самородной платины. Россыпь начинается в истоках р. Кондер в пределах центральной дунитовой части ядра и продолжается по рекам Кондер и Уорголан за пределами массива. В долине первой она залегает на глубине 3–5 м в голоценовых аллювиальных отложениях, а в долине р. Уорголан становится глубокозалегающей (12–23 м) погребенной и находится в аллювиальных отложениях позднего неоплейстоцена. Содержание платины в пласте колеблется от 714 до 3793 мг/м³, составляя в среднем 2589 мг/м³ [337, 393, 382, 239].

Балансовые запасы россыпной платины узла 64,712 т, забалансовые – 1,991 т, суммарные прогнозные ресурсы россыпной и коренной платины категорий P₁ и P₂ – 7,7 т (прил. 2). Таким образом, общее количество платины, в т. ч. поступившей в россыпи из пород дунитового ядра Кондерского массива, составляет 74,393 т. Платине сопутствует палладий, сумма запасов и ресурсов которого 0,235 т.

Рудопроявление платины находится в мелкозернистых и порфирированных дунитах (рудомещающая и она же рудоматеринская формация – габбро-пироксенит-дунитовая). В различных частях дунитового штока развиты оливин-диопсидовые, полевошпатовые, эгирин-диопсидовые, везувиановые, скаполитовые и диопсидовые метасоматиты с гранатом, перовскитом, тела которых образуют сетку (штокверки), способствующую разрушению дунитов и высвобождению платины [43]. Оруденелые участки связаны со сгущением хромитовых прожилков. Размеры таких участков очень небольшие – 1 × 22,5 м, 30 × 15 м. Рудная формация – хромит-платиновая. Рудные

минералы: хромшпинелиды (70–98%), титаномагнетит (10–20%), пирит, халькопирит, пирротин, марказит, платиноиды (ферроплатина, твердые растворы иридия, осмия, платины, рутения и др.). Содержание платины – от 0,08–94,2 до 755,3 г/т и 1766,5 г/т (в единичных пробах), среднее содержание – 25–29 г/т; присутствуют: палладий – 0,03–5 г/т, родий – 0,09–2,7 г/т, иридий – 0,2–9,2 г/т, хром – до 5%, медь – 0,1–0,6% [246, 282, 226].

Удельная продуктивность Кондерского массива, определенная как частное от деления суммарных ресурсов высвободившейся из дунитового ядра россыпной платины (74,2 т) на его площадь (40 км²), достаточно высокая: $74,2 : 40 = 1,86$ т/км². Однако большая часть объема рудовмещающих пород, возможно, была уничтожена эрозией. Е. П. Емельяненко с соавторами [246] прогнозные ресурсы коренной платины, заключенной в нечетко выраженных линейных зонах с платино-хромшпинелевой минерализацией, оценили по категории P₁ в 194 кг, а потенциальные ресурсы категории P₃ части площади распространения дунитов, находящейся за пределами выявленных рудоносных зон, в 1000 кг.

Одола-Бургалинский прогнозируемый редкоземельный рудный узел (6.1.2 TR) находится в северной части Чадско-Кондерского района. Площадь узла (350 км²) сложена раннеархейскими гнейсами и кристаллосланцами батомгской серии. Узлу соответствует в поле Δg положительная аномалия 7–10 мГал. По данным дешифрирования дистанционной основы, он находится в зоне пересечения разломов субмеридионального и северо-восточного (60–70°) направлений. В пределах узла выявлены три рудопроявления редких земель (IV-4-6, IV-4-7, V-4-3) и несколько пунктов медно-золоторудной и циркониевой минерализации.

Редкоземельная минерализация проявлена в пегматитовых жилах раннеархейского хоюндиного комплекса. Рудная формация – редкоземельная пегматитовая. Рудные минералы: ортит (от 1–5 кг/т до 10–15% объема породы), циркон (до 360 г/т), в небольшом количестве – рутил, апатит, молибденит. Содержание редких земель и сопутствующих элементов (%): церия – от 0,1–0,3 до 1, лантана – от 0,03–0,3 до 1, циркония – до 0,1, иттрия – до 0,001, гадолиния – 0,01, гелия – 0,006–0,01 [274, 5, 458, 143].

Прогнозные ресурсы суммы редких земель оценены прямым расчетом на основе геологических, геохимических и геофизических данных, полученных по результатам геологической съемки масштаба 1:200 000. Прогнозируемый геолого-промышленный тип – месторождения в пегматитовых жилах. Глубина распространения жил, судя по эрозионному срезу, 200 м; установленный объемный вес пегматитов 2,5 т/м³. На площади узла прогнозируются 15 зон, насыщенных пегматитовыми жилами, общей длиной 3000 м (по 200 м каждая), предположительно с суммарной мощностью рудоносных жил 10 м и средним содержанием суммы редких земель 1,5%. Прогнозные ресурсы редких земель категории P₃ составят: $(3000 \times 10 \times 200 \times \times 2,5) : 100 \times 1,5 = 225$ тыс. т.

Одолинский золотороссыпной узел (6.1.3 Au) находится в восточной части Чадско-Кондерского района. Площадь узла (910 км²) сложена роговообманковыми и биотит-роговообманковыми гнейсами и кристаллосланцами

батомгской серии раннего архея, прорванными раннеархейскими кварцевыми диоритами и гранодиоритами джагдаканского, гранитоидами хоюндинского и раннепротерозойскими габброидами гекунданского комплексов. Площади узла в поле Δg соответствует положительная аномалия 7–8 мГал. В пределах узла выявлены четыре промышленные россыпи и три пункта минерализации золота. Россыпи находятся в голоценовых аллювиальных отложениях, долинные, мелко- и мелкокозалегающие. Средние содержания золота от 340 до 1351 мг/м³, максимальные – 7072 и 9876 мг/м³, пробность золота 906. Общие суммарные запасы россыпного золота, оцененные по категории С₁, невысокие – 2,77 т [293, 441, 239, 400]. Источниками золота в россыпях являются гнейсы и кристаллосланцы батомгской серии, в которых отмечаются лишь пункты минерализации с низкими содержаниями металла. Одолинский узел оценивается как малоперспективный.

Утукачанский прогнозируемый редкоземельный рудный узел (6.1.4 TR) находится в юго-западной части Чадско-Кондерского района, занимая площадь 550 км². По геологическому строению и характеру выраженности в геофизических полях и на дистанционной основе он сходен с Одола-Бургалинским узлом. В пределах узла зарегистрированы одно рудопроявление редких земель (V-3-36), одно – урана, золота и платины (V-3-40), два проявления графита (V-3-29, V-4-19) и несколько пунктов минерализации редких земель, платины и золота.

Редкоземельное оруденение связано с жилами и прожилками пегматитов. Рудная формация – редкоземельная пегматитовая. Рудные минералы: монацит, циркон, ильменит, сфен, пирит, пирротин, молибденит, галенит, сфалерит, титанит урана, золото. Содержание: лантан – 0,01–0,03 %, германий – 0,01–0,03 % (в штучных пробах – до 0,5–0,6 %), иттрий – 0,01–0,03 %, иттербий – до 0,03 %, цирконий – до 0,06 %, уран – 0,1–0,4 %, торий – до 0,03 %, платина – 0,01–0,02 г/т, палладий – 0,005 г/т, золото – 0,3 г/т, серебро – 0,3–1 г/т [484].

Прогнозные ресурсы категории Р₃ суммы редких земель подсчитаны прямым расчетом на основе анализа геологических, геохимических и геофизических данных, полученных по результатам групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 и геологической съемки масштаба 1 : 200 000 с общими поисками. Прогнозируемый геолого-промышленный тип – месторождения в пегматитовых жилах и пегматоидных гранитах хоюндинского комплекса среди метаморфических образований батомгской серии нижнего архея. Пегматитовые жилы опробованы на глубину до 200 м, объемный вес пегматитов 2,5 т/м³. На площади узла прогнозируется 20 зон, насыщенных пегматитовыми жилами общей длиной 6000 м (по 300 м каждая), суммарной мощностью рудоносных жил 12,0 м и средним содержанием суммы редких земель 0,5 %. Прогнозные ресурсы суммы редких земель категории Р₃ составят: $(6000 \times 12,0 \times 200 \times 2,5) : 100 \times 0,5 = 180$ тыс. т. Рудный узел отнесен к разряду низкопродуктивных объектов.

Чадский золото-платиноворудно-россыпной узел (6.1.5 Pt,Au) находится в южной части Чадско-Кондерского района. На площади узла (260 км²) распространены раннеархейские гнейсы и кристаллосланцы батомгской серии, раннепротерозойские субщелочные вулканиты элгэтэйского комплекса,

прорывающие их раннепротерозойские ультрабазиты кондерского комплекса (Чадский массив), а также терригенные отложения уянской серии нижнего рифея. В пределах узла выявлены средня по запасам, ныне отработанная россыпь платины и золота по руч. Моховой (VI-4-1), золоторудное проявление (Пионер – VI-4-2), проявление мусковита (VI-4-3) и единичные пункты минерализации платины, золота и хромдиоксида.

Платина образует в голоценовых аллювиальных отложениях долинную мелкозалегающую россыпь, начинающуюся в контуре Чадского массива. Среднее содержание платины 1854 мг/м³, золота – 706 мг/м³ на массу и 3319 мг/м³ на пласт. Запасы платины по категории С₁ 1755 кг, золота – 160 кг [258, 259, 241]. Пункт минерализации платины установлен в центральной части Чадского массива, где зафиксирована вкрапленность ее зерен в дунитах. Рудовмещающая формация – габбро-пироксенит-дунитовая, рудная формация – хромит-платиновая. Среднее содержание платины 0,01–0,06 г/т, палладия – 0,006–0,06 г/т. Наибольшие содержания платины (0,02–0,6 г/т) приурочены к хромсодержащим дунитам. Прогнозные ресурсы платины категории Р₃ участка с пунктом минерализации оценены в 4 т [189, 368, 484].

Золотое оруденение приурочено к гидрослюдисто-серицит-кварцевым метасоматитам, образованным по раннепротерозойским вулканитам (трахириолит-дацитовая формация) элгэтэйского комплекса в узле пересечения разломов северо-восточного и северо-западного простираний. Площадь распространения вулканогенных пород, с которыми ассоциируется золотая минерализация, составляет около 110 км². Рудная формация – золоторудная малосульфидная. Рудные минералы: пирит, молибденит, халькопирит, сфалерит, пирротин, золото. Содержание золота 0,03–3,5 г/т, редко до 13,5 г/т, среднее – 0,45 г/т, в штуфах – до 168,4 г/т; серебра – до 0,8 г/т, в штуфах – до 30 г/т [351, 484].

Прогнозные ресурсы золота категории Р₃ оценены по удельной продуктивности рудных формаций в вулcano-плутонических поясах и областях ТМА [12]. Учитывая наличие в пределах узла перспективного проявления золота, приуроченного к зонам гидрослюдисто-серицит-кварцевых метасоматитов с промышленными концентрациями металла, принято среднее значение удельной продуктивности – 85 кг/км². Поскольку благоприятная рудоносная формация распространена только на части площади узла, применяется соответствующий поправочный коэффициент – 0,4. При таких исходных параметрах прогнозные ресурсы рудного золота категории Р₃ Чадского узла составят: $85 \times 260 \times 0,4 = 8840$ кг или (округленно) 9 т. Они соответствуют малому месторождению.

Вне Чадско-Кондерского района, в Учуро-Батомгской минерагенической зоне, выделены Ингилийский и Улканский рудные узлы.

Ингилийский редкоземельно-редкометалльный рудный узел (6.0.1 R, TR) находится в северной части Учуро-Батомгской минерагенической зоны. Редкометалльное и редкоземельное оруденение здесь представлено малым месторождением (Алгاما – II-4-8) и проявлением руч. Огус (III-4-6) циркония осадочного (карстового) типа в доломитах юдомской серии, относящимися к бадделеит-цирконовой рудной формации, а также проявлениями

ниобия и редких земель (иттрия и гафния) редкометалльно-редкоземельной карбонатитовой рудной формации.

Осадочное месторождение и рудопроявления циркония пространственно связаны с Ингилийским массивом щелочно-ультраосновных пород, ийолитов и карбонатитов. Основной рудный компонент (цирконий) заимствовался из магматических и метасоматических пород массива – фенитов и карбонатитов при их эрозии в вендское время или несколько позднее – при образовании кор выветривания на вендских и более ранних образованиях. Карстовые воронки и подземные русла водотоков в доломитах юдомской серии заполнялись дезинтегрированным материалом пород Ингилийского массива. Снос происходил в различные стороны от массива (но преимущественно в северо-восточном направлении) с образованием циркониевых россыпей на расстоянии 3–20 км от области распространения материнских пород. Не исключено, что осадочные руды претерпели последующие метасоматические и метаморфические преобразования, поскольку доломиты и известняки юдомской серии в районе рудных полей частично перекристаллизованы и мраморизованы. Залежи бадделейт-циркононовых руд, обычно пластового типа, имеют мощность от 0,4 до 8 м. По простиранию они, с небольшими перерывами, прослеживаются до 1 км. Содержание двуокиси циркония в среднем составляет 5,77%, но в отдельных интервалах достигает 10–25% и иногда 54,6%. Все промышленные циркониевые руды отличаются тонкозернистостью. Прогнозные ресурсы двуокиси циркония Ингилийского рудного узла категории P_3 составляют 409 тыс. т (Паспорт Ингилийского перспективного объекта, ИМГРЭ, 2007 г.).

На втором месте по значимости среди редких металлов в Ингилийском рудном узле стоит ниобий. Известно одно существенно ниобиевое проявление – Ингилийское (III-4-3), приуроченное к одноименному интрузивному массиву и связанное с рудоносными карбонатитами. Рудные минералы представлены пироксеном (до 360 г/т), апатитом (до 400 г/т), перовскитом, ортитом, цирконом, сульфидами. Содержание пятиокиси ниобия до 1,1%, пятиокиси тантала – до 0,025%, суммы редких земель – 0,01–0,45%, редко – до 1–2%. Прогнозные ресурсы пятиокиси ниобия категории P_2 до глубины 100 м – 21,4 тыс. т. Проявление перспективное [325, 6, 275].

Редкоземельное оруденение приурочено к доломитовым карбонатитам и брекчированным гнейсам нижнего архея и представлено проявлением р. Ингили (III-4-2). **Текстура руд вкрапленная. Рудные минералы** представлены бастнезитом и паризитом. Содержание суммы редких земель 0,056%, иногда достигает 1,25–3,16%, пятиокиси ниобия – 0,09–0,24%. Прогнозные ресурсы редких земель категории P_2 – 0,26 тыс. т [325, 6].

Учитывая наличие в Ингилийском рудном узле двух проявлений с ниобиевым и редкоземельным оруденением и возможность выявления новых объектов в связи с карбонатитами, прогнозные ресурсы пятиокиси ниобия категории P_3 , его можно оценить в 50 тыс. т, а редких земель – в 0,5 тыс. т.

Улканский ураново-редкоземельно-редкометалльный рудный узел (6.0.2 R,TR,U) находится в крайней южной части Учуро-Батомгской минерагенической зоны. Площадь узла (1800 км²) принадлежит южной части раннепротерозойского Улканского терригенно-вулканогенного прогиба. В пределах

узла развиты преимущественно вулканогенные образования повышенной щелочности улканчанской свиты и элгэтэйского комплекса, вмещающие многочисленные тела раннепротерозойских щелочных и субщелочных гранитов и сиенитов различных фаз улканского комплекса. Повышенная щелочность контрастных по составу пород подчеркивает рифтогенную природу Улканского прогиба. На площади узла широко проявлена серия разломов северо-восточного и субширотного простирания, отдешифрированных на дистанционной основе. Отражением щелочного магматизма является редкоземельно-редкометалльное оруденение Улканского рудного узла, где выявлены одно редкоземельно-редкометалльное (бериллий, редкие земли) среднее по запасам месторождение (Бугундинское – VI-3-11) и многочисленные рудопроявления: четыре редкоземельно-бериллиевых (Гельвиновое – VI-3-18, Элгэтэ Восточное – VI-2-17, Скальное – VI-2-19, Малое – VI-3-13), пять тантал-ниобиевых (Учур-1 – VI-2-12, Элгэтэ Западное – VI-2-18, Крутое – VI-3-15, Эталон – VI-3-17, Неожиданное – VI-3-22), три урановых с молибденом и торием (VI-2-16, VI-3-1, VI-3-21) два золоторудных (VI-3-3, VI-3-4) и несколько пунктов минерализации бериллия, ниобия и других редких металлов и редких земель.

Редкоземельно-бериллиевое оруденение. Рудовмещающими и одновременно рудогенерирующими формациями для него являются раннепротерозойские щелочная гранитовая (улканский интрузивный комплекс), в единичных случаях – трахириолит-дацитовая (элгэтэйский вулканический комплекс). Оруденение приурочено к гематит-кварц-полевошпатовым, кварц-альбитовым, серицит-кварцевым метасоматитам и альбититам (фельдшпатолитовый тип месторождений), образовавшимся преимущественно в зонах разломов северо-восточного простирания. Рудная формация – берtrandит-фенакитовая кварц-серицитовая. Рудные минералы: гематит, сфалерит, галенит, магнетит, пирит, берtrandит, фенакит, бастнезит, пирохлор, циркон, монацит, колумбит, ксенотим, торит, гельвин и др. Содержание полезных компонентов (%): бериллий – 0,001–2,268 (на Бугундинском месторождении среднее – 0,17), германий – 0,01–3, лантан – до 1, иттрий – до 0,4, тантал – до 0,02, ниобий – до 0,2, торий – 0,01–0,72 [456, 160, 161, 149, 230].

В связи с тем, что данные по ресурсам окиси бериллия для щелочной гранитовой формации (рудная формация – берtrandит-фенакитовая) в литературе отсутствуют, они определены прямым расчетом. При суммарных запасах и прогнозных ресурсах окиси бериллия Улканского узла 57,58 тыс. т (с учетом месторождения и проявлений) удельная продуктивность составит: $57,58 : 1800 = 0,032$ тыс. т/км². Поскольку площадь узла не отличается хорошей изученностью, а геологическая обстановка является благоприятной (щелочной магматизм и разломная тектоника проявлены достаточно широко), возможно открытие новых месторождений и проявлений бериллия, а при расчете МСП на основе удельной продуктивности можно использовать повышающий коэффициент, равный 1,5. В таком случае общий МСП окиси бериллия Улканского узла составит: $0,032 \times 1800 \times 1,5 = 86,4$ тыс. т, а прогнозные ресурсы категории P₃, учитывая, что суммарные

запасы и прогнозные ресурсы окиси бериллия категорий P_1 и P_2 , вошедшие в МСП, составляют 57,6 тыс. т, равны 28,8 тыс. т (86,4 – 57,6).

Прогнозные ресурсы окиси бериллия категории P_3 , оцененные по методу экспертных оценок, – 250 тыс. т (Паспорт ФГУП «Дальгеофизика», утвержденный НТС «Дальнедра» – протокол № 44 от 20.08.2009 г.). Представляется, что они завышены.

Тантал-ниобиевое оруденение, так же, как и бериллиевое, приурочено к зонам кварц-полевошпатовых, гематит-кварц-альбитовых метасоматитов (изредка к жилам щелочных пегматитов), развитых вдоль зон разломов северо-восточного, реже субмеридионального простираний в субщелочных гранитах улканского комплекса. Рудная формация – редкометаллическая в метасоматитах. Рудные минералы: магнетит, гематит, циркон, циртолит, пироксид, эвклазит, эвксенит, монацит, ксенотим, бастнезит, торит, колумбит и др. Содержание полезных компонентов: пятиокись ниобия – 0,0236–0,15%, пятиокись тантала – 0,0046–0,01%, цирконий – 0,2–0,8%, уран – 0,006–0,0148%, редкие земли – 0,09–0,42%, торий – до 0,3%, бериллий – до 0,06%, иттрий – 0,05–0,1%, германий – 0,1%, рубидий – 0,045%, золото – до 0,1 г/т, серебро – до 10 г/т [457, 159, 482, 24, 233, 230, 220, 221].

Данные по удельной продуктивности тантала и ниобия для редкометаллической в метасоматитах рудной формации в литературе отсутствуют, поэтому прогнозные ресурсы их категории P_3 определены прямым расчетом. При суммарных прогнозных ресурсах категорий P_1 и P_2 пятиокиси тантала 12,85 тыс. т, а пятиокиси ниобия – 292,8 тыс. т, удельная продуктивность пятиокиси тантала равна 0,007 тыс. т/км² (12,85:1800), пятиокиси ниобия – 0,163 тыс. т/км² (292,8:1800). Поскольку на площади узла достаточно широко проявлены щелочной магматизм и разломная тектоника, а в поисковом отношении она слабо изучена, то на ней возможно открытие тантал-ниобиевых месторождений, и при расчете МСП может быть использован повышающий коэффициент – 1,5.

При указанных выше исходных параметрах общих МСП пятиокиси тантала узла составит: $0,007 \times 1800 \times 1,5 = 18,9$ тыс. т, пятиокиси ниобия – $0,163 \times 1800 \times 1,5 = 440,1$ тыс. т, а прогнозные ресурсы пятиокиси тантала категории P_3 – $18,9 - 12,85 = 6,05$ тыс. т, пятиокиси ниобия – $440,1 - 292,8 = 147,0$ тыс. т

По другим данным, прогнозные ресурсы пятиокиси тантала категории P_3 составляют 25 тыс. т, а пятиокиси ниобия – 400 тыс. т (Паспорт ФГУП «Дальгеофизика», утвержденный НТС «Дальнедра», протокол № 44 от 20.08.2009 г.).

Урановое оруденение тоже приурочено к метасоматитам зон разломов в субщелочных гранитах улканского и вулканитах элгэтэйского комплексов. Метасоматиты подразделяются на кварц-альбитовые, гематит-апатит-кварц-альбитовые разновидности и аргиллизиты (эйситы). Рудная формация – редкоземельная и урановорудная в метасоматитах зон разломов. Рудные минералы: настуран, вульфенит, гидроокислы урана, уранофан, уранинит, бастнезит, торит, гематит, пирит, молибденит, берtrandит, ксенотим и др. Содержание полезных компонентов (%): уран – 0,0159–

0,0574 (максимальное – до 0,14), бериллий – 0,0116–0,023 (максимальное – до 0,1), молибден – 0,146, торий – до 0,2633, ниобий – до 0,0466, тантал – до 0,007, церий – 0,0846 (максимальное – 0,2), лантан – 0,0526 (максимальное – 0,2).

По данным [329 и др.], урановорудные проявления и месторождения в березитах и эйситах зон дробления в гранитах и вулканитах связаны с рифейской тектоно-магматической активизацией Алдано-Станового щита. В общем металлогеническом плане они близки к месторождениям типа «несогласия», но локализируются в блоках архейского фундамента (либо в раннепротерозойских вулканогенных прогибах) и в настоящее время в Российской Федерации не относятся к промышленному типу.

Ю. Б. Миронов, А. А. Пуговкин и др. [330, 369] Улканский, Тырканский и проблематичный на урановое оруденение Амуликано-Хайканский рудные узлы, находящиеся в разных минерагенических зонах, объединили в Учуро-Улканский потенциальный урановорудный район с утвержденными прогнозными ресурсами урана категории P_3 – 50 тыс. т (ВИМС, протокол № 10 от 2.12.2008 г.). При одинаковых удельной продуктивности узлов и размеров площадей, на которых выявлено урановое оруденение, ресурсы Улканского узла могут быть оценены в $50 : 3 = 16,67$ тыс. т или (округленно) 17 тыс. т.

В Улканском узле имеются проявления золота, но как возможные объекты для поисковых работ они не представляют практического интереса – удельная продуктивность узла на золото очень низка.

Тыркано-Учурская редкоземельно-редкометалльно-урановая минерагеническая зона (7 U,R,TR / AR₁-PR₁)

Тыркано-Учурская минерагеническая зона находится в пределах Южно-Алданской системы блоков Алдано-Станового щита. Район характеризуется интенсивным проявлением разноориентированной разрывной тектоники. В местах пересечения разломов северо-западного простирания с разломами других направлений образуются узлы интенсивной объемной тектонической проработки пород. В этих узлах широко проявлены гидротермально-метасоматические изменения пород – аргиллизация, хлоритизация, карбонатизация, баритизация, окварцевание. По АГСМ-данным и наземным геохимическим исследованиям, в них выделяются локальные геохимические аномалии урана и элементов-спутников урановой минерализации. В пределах зоны выделены два прогнозируемых рудных узла: Амуликано-Хайканский редкоземельный и Тырканский редкоземельно-урановорудный.

Амуликано-Хайканский прогнозируемый редкоземельный рудный узел (7 0.1.TR) находится в центральной части Тыркано-Учурской минерагенической зоны. Площадь его (1200 км²) сложена гнейсами и кристаллосланцами нижнеархейской тырканской и верхнеархейской хайканской серий, которые на отдельных участках перекрыты нижнерифейскими терригенными образованиями уянской серии. В пределах узла выявлено шесть рудопоявлений (VI-1-11, VI-1-12, VI-1-13, VI-1-14, VI-2-9, VI-2-14) и около десятка пунктов минерализации редких земель.

Рудовмещающей для редкоземельного оруденения является гнейсо-мигматитовая формация – гнейсы и кристаллосланцы тырканской серии. Оруденение связано с жилами пегматитов и небольшими по площади (первые десятые доли км² или первые км²) телами пегматоидных гранитов древнеалданского комплекса, содержащих вкрапленность редкоземельных минералов. Рудная формация – редкоземельная апогранитовая. Большинство проявлений относится к лантан-цериевой группе, единичные – к иттриевой. Рудные минералы представлены монацитом (7,3–25 кг/т), цирконом (0,1–4,7, изредка до 17,5 кг/т), апатитом (до 6,7 кг/т), рутилом и анатазом (до 12,4 кг/т), ильменитом (до 46 кг/т), реже пиритом, сфеном и др. Содержание полезных компонентов: сумма редких земель – 0,058–0,85, изредка до 1,05%, церий – 0,1–0,6%, лантан – 0,01–0,1%, торий – 0,01–0,03%. Иттриевое проявление (VI-2-9 – верховье р. Конкули) отличается от других проявлений высокими содержаниями (%) всех редкоземельных элементов: иттрий – 0,55–1,05, иттербий – 0,01, гадолиний – 0,59–0,954, эрбий – 0,01, церий – 25,0–34,0(?), лантан – 12–15(?), неодим – 13–25(?), самарий – 2,7–4,1, торий – 4,2–6,1 [481, 482, 148, 149].

Данные по продуктивности редкоземельной апогранитовой рудной формации в литературе отсутствуют. Прогнозные ресурсы категории P₃ суммы редких земель подсчитаны прямым расчетом по данным опробования коренных пород. В Амуликано-Хайканском рудном узле известно около 40 рудоносных тел общей протяженностью около 12 км (длина каждого в среднем около 300 м), предполагаемая средняя мощность их 10 м, среднее содержание редких земель 0,85%, глубина прогноза – 200 м, объемный вес рудоносных пород 2,5 т/м³. Прогнозные ресурсы категории P₃ суммы редких земель составят: $(12\ 000 \times 10 \times 200 \times 0,85 \times 2,5) : 100 = 510$ тыс. т. При таких прогнозных ресурсах Амуликано-Хайканский рудный узел можно отнести к разряду среднепродуктивных объектов.

Тырканский прогнозируемый редкоземельно-урановорудный узел (7.0.2 U,TR) находится в южной части Тыркано-Учурской минерагенической зоны. На площади узла (850 км²) распространены преимущественно гнейсы и кристаллосланцы нижнеархейской тырканской и ограниченно верхнеархейской хайканской серий. В пределах узла выявлено четыре рудопроявления урана – VI-1-27, VI-1-30, VI-1-31, VI-1-32 (последнее из них – Тырканское – торий-урановое), два проявления мусковита и четыре пункта минерализации редких земель.

Урановое оруденение узла, по мнению Ю. Б. Миронова и А. А. Пуговкина [329, 330], связано с протерозойской эпохой орогенеза (2600–1650 млн лет). М. В. Горощко, Ю. Ф. Малышев, В. Е. Кириллов [38, 39] считают его рифейским (1250 ± 40 – 1196 ± 62 млн лет) и связывают с активизацией блоков Алдано-Станового щита. Рудовмещающая формация представлена гнейсо-мигматитовой тырканской серией. Оруденение приурочено к зонам (большой частью субмеридионального простирания) повышенной трещиноватости и дробления пород, в которых развиты альбит-хлорит-гранат-апатитовые, хлорит-альбититовые метасоматиты. К метасоматитам приурочены прерывисто-линзовидные рудные тела. Рудная формация – урановорудная в метасоматитах зон разломов. Рудные

минералы: гематит, арсенопирит, пирит, галенит, молибденит, фторопатит, графит, настуран, уранинит, ненадкевит, коффинит, сфен, монацит и др. Содержание полезных компонентов: уран – 0,006–0,176 % (средние содержания 0,088–0,12 %), торий – до 0,48 %, редкие земли – 0,04 %, цирконий – до 0,96 %, свинец и цинк – до 0,1 % каждого, золото – до 1 г/т [298, 184].

Прогнозные ресурсы урана категории P_3 Тырканского узла могут быть приравнены к ресурсам Улканского ураново-редкоземельно-редкометалльного узла, которые оцениваются в 17 тыс. т (см. выше).

Утвержденный ресурсный потенциал урана категории P_3 Тырканско-Учурской минерагенической зоны (Амуликано-Хайканский и Тырканский прогнозируемые рудные узлы), включая Улканский ураново-редкоземельно-редкометалльный рудный узел, по состоянию на 1.01.2009 г. составляет 50 тыс. т [329].

ОХОТСКО-ЧУКОТСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Охотско-Чукотская минерагеническая провинция выделяется в границах одноименной вулканоплутонической области или пояса (ОЧВП), к которой на территории листа О-53 относится Удско-Куйдусунский вулканоплутонический район, занимающий ее юго-восточную часть. Минерагению этой области определяет ее эпитермальное золото-серебряное оруденение. ОЧВП – золото-сереброносный пояс мирового значения. Здесь известны такие крупные и уникальные месторождения как Дукат, Лунное, Купол, Двойной, Валунистое, Карамкен, Хаканджа и многие другие. Золото-серебряные месторождения эпитермального типа по своему значению для добывающей промышленности выходят на третье место после золотоносных конгломератов и месторождений зеленокаменных поясов [158]. Несмотря на это, пояс и в частности Удско-Куйдусунский район, до сих пор остаются слабоизученными. Большинство установленных здесь проявлений и геохимических аномалий не заверены на глубину, в т. ч. геофизическими исследованиями, направленными на выявление рудных тел, не выходящих на поверхность [61]. Примером в этом плане является история месторождения Хисикари в Японии, которое, после добычи 1 т золота вблизи поверхности, было геофизически доизучено, выявленная гравиметрическая аномалия разбурена и на доступной для эксплуатации глубине (200 м) под покровными вулканитами в терригенном фундаменте было обнаружено богатое (60 г/т) оруденение с запасами 250 т. Большинству крупных объектов в поясе свойственно бонанцевое золото-серебряное оруденение, на поиски которого и нужно направлять усилия, тем более, что этот тип месторождений не требует больших затрат времени для промышленного освоения. Инвестиционная привлекательность бонанцевых высокотехнологичных эпитермальных руд настолько велика, что практически все известные месторождения и рудопроявления с этим типом оруденения в Магаданской области, Хабаровском крае и на Чукотке находятся в Распределенном фонде недр [120].

Надо иметь в виду также возможность обнаружения в пределах ОЧВП большеобъемных эпитермальных высокосульфидизированных золото-

серебряных месторождений – аналогов гигантского месторождения Раунд-Маунтин (более 500 т) в Неваде (США), из руд которого при низком содержании золота (0,8–1 г/т) добывается ежегодно 23 т золота кучным выщелачиванием [135]. По данным [63], существует необходимость переоценки многих эпитермальных золото-серебряных месторождений с вовлечением в промышленное освоение вкрапленных и прожилково-вкрапленных (шток-верковых) руд, что предопределяет возможность перевода ряда месторождений в крупнообъемные, а непромышленных – в промышленные.

Формирование крупных золото-серебряных месторождений обусловлено следующими основными причинами: 1) их приуроченностью к зоне главного шва ОЧВП, который на многих участках трассируется системой глубинных разломов, связанных с мантийным подтоком вещества и энергии; 2) повышенной мощностью земной коры, в строении которой участвуют терригенные сульфидизированные комплексы; 3) многоактностью и разноглубинностью (от астеносферы до гранитного слоя) тектоно-магматических процессов; 4) формированием в зонах разломов крупных промежуточных палингенных долгоживущих очагов гранитоидного магматизма как мощных энергетических центров и источников флюидов [102]. Также следует обратить внимание на отмечаемую в последнее время полиформационность рудных комплексов, связанных с золото-серебряными месторождениями: от золото-сульфидных и полиметаллических до медно- и олово-серебропорфировых [62].

В пределах Охотско-Чукотской минерагенической провинции выделены медно-серебряно-золоторудно-россыпные Преддзугджурская (ранний–поздний мел, квартал) и Удская (юра–мел, квартал) минерагенические зоны, соответствующие одноименному вулcano-плутоническому ареалу.

Преддзугджурская медно-серебряно-золоторудно-россыпная минерагеническая зона (8 Au, Ag, Cu / K₁₋₂, Q)

Эта зона принадлежит к внешней и фланговой частям ОЧВП, для которых характерны изометричные отрицательного знака ВТС: кальдеры проседания, вулcano-тектонические депрессии, характеризующиеся более крупными размерами по сравнению с кальдерами и нередко объединяющимися несколько кальдер, образующих системы разноранговых ВТС, комбинированные вулcano-плутонические сооружения кольцевой формы и вулканические грабены.

Наиболее интересны в прогнозном плане вулcano-купольные (с участием интрузий) структуры, хотя в ряде случаев продуктивны и отрицательные ВТС. Золото-серебряные эпитермальные и в ряде случаев последовательно сменяющиеся их на глубине медно-молибден-порфировые и золото-редкометалльные месторождения [58] обычно приурочены к ВТС со сложной многоэтапной магматической историей развития. Наиболее продуктивной рудообразующей системой, продуцирующей золото-серебряное эпитермальное оруденение, считается медно-порфировая [62].

Рудоносность ВТС во многом зависит от состава фундамента, на котором заложены эти структуры, и других факторов. К благоприятным

факторам относятся присутствие в фундаменте черносланцевых толщ и докембрийских метаморфических комплексов среднего–основного состава с повышенным фоном золота, а также наличие в ВТС андезит-базальтовых и базальтовых внутрирудных или пострудных даек, указывающих на связь структур с мантийным источником, благоприятным для формирования крупных месторождений.

Для Преджугджурской минерагенической зоны при прогнозно-геофизических построениях была выделена эталонная «обучающая» площадь (листы О-53-XXXIV, -XXXV), включающая Мотаринский и Мукитканский рудные узлы – аналоги находящегося на соседней территории (лист N-53 [41]) типового для золото-серебряного эпитермального оруденения Авляяканского серебряно-золоторудно-россыпного узла. Площади узлов соответствует очень крупное (около 2100 км²) аномальное поле, выделенное с вероятностью 0,9, которое объединяет в основном вулканические структуры, наложенные на протерозойские и архейские образования Алдано-Станового щита. Ранне-позднемеловые вулканы представлены средними и кислыми по составу породами покровных и субвулканических фаций, прорванными гранодиоритами и граносиенитами, гранитами и лейкогранитами позднемелового джугджурского комплекса. И вулканы, и интрузии (включая субвулканические) в комплексе представляют собой благоприятный для рудообразования магматический фактор. Другой благоприятный фактор – тектонический (точнее – вулcano-тектонический) – реализуется в наличии на площади вулcano-тектонических структур положительного знака. Наиболее благоприятны вулcano-тектонические структуры, в которых находятся интрузии субвулканического и плутонического рядов, как это имеет место в Мотаринском и Мукитканском рудных узлах.

В Преджугджурской минерагенической зоне выделен один Магейско-Батомгский серебряно-золоторудно-россыпной район и четыре узла вне района (в том числе три прогнозируемых), несколько отличающиеся спецификой оруденения от вышеназванного района.

Магейско-Батомгский серебряно-золоторудно-россыпной район (8.1 Au, Ag) находится в южной и центральной частях Преджугджурской минерагенической зоны, где объединяет в основном площади развития вулканогенных пород и в небольшой мере – интрузивных образований. В районе выделены шесть рудно-россыпных узлов (из них три прогнозируемых).

Архайский прогнозируемый золоторудно-россыпной узел (8.1.1 Au) находится в северной части Магейско-Батомгского района. На площади узла (300 км²) развиты образования фундамента Охотско-Чукотского пояса – средне-верхнерифейские и вендские отложения и вулканы ОЧВП. Они прорваны позднемеловыми гранитоидами второй и третьей фаз джугджурского комплекса. На площади узла выявлено одно золоторудное проявление (Ириска – V-6-23) и одно россыпепроявление.

Рудовмещающей формацией для золотого оруденения является карбонатно-терригенная (алевролиты, известняки, доломиты керпыльской серии среднего рифея). Рудогенерирующая формация – гранит-гранодиоритовая. Рудная формация – золоторудная скарновая. Рудные тела представлены пироксен-гранатовыми скарнами на контакте с малыми интрузиями

габбродиоритов джугджурского комплекса. Рудные минералы: пирит, халькопирит, магнетит, галенит, киноварь, молибденит, золото. Содержание золота 0,1–1,2 г/т, иногда достигает 12,7 г/т. [365].

Прогнозные ресурсы золота категории P_2 , определенные для рудопроявления Ириска, составляют 1,02 т, что не позволяет отнести это проявление к числу объектов, перспективных для дальнейшего изучения. Прогнозные ресурсы золота категории P_3 в целом Архайского узла оценены по удельной продуктивности терригенных и вулканогенно-осадочных комплексов [12]. Значение продуктивности узла принято близкое к среднему – 100 кг/км², а коэффициент подобия, исходя из особенностей его геологического строения, – 0,5. При таких исходных параметрах прогнозные ресурсы золота составят: $(100 \times 300 \times 0,5) - 1020 = 13\,980$ кг или (округленно) 14 т, что позволяет рассматривать узел как объект второй очереди.

Челасинский прогнозируемый серебряно-золото-меднорудно-россыпной узел (8.1.2 Cu, Au, Ag) находится в северной части Магейско-Батомского района. Площадь узла (750 км²) сложена нижнемеловыми вулканитами немуйканской и магейской свит, а также ограниченно распространенными карбонатно-терригенными среднерифейскими отложениями, прорванными позднемеловыми диоритами, гранодиоритами и гранитами соответственно первой, второй и третьей фаз джугджурского комплекса. В поле силы тяжести Δg интрузии выделяются отрицательными аномалиями в 6–8 мГал. В северо-западной части узла, по материалам прогнозно-геофизических исследований [167], с вероятностью более 0,7 выделена перспективная площадь с золото-серебряным оруденением, подобная Мотаринскому и Мукиutkanскому руднороссыпным узлам. В пределах узла выявлено золоторудное (Осеннее – V-5-16), полиметаллически-медное (Назаровское – V-6-28), серебряно-медное (V-6-33), молибденоворудные (V-6-34, V-6-37) проявления и два пункта минерализации золота.

Золото, серебро. Рудовмещающей формацией для золотого оруденения является андезит-дацитовая (риодациты, дациты, андезиты и их туфы магейской свиты). Рудная формация – золоторудная кварцевая (зоны прожилково-метасоматического окварцевания). Рудные минералы: пирит, молибденит, золото, лейкоксен. Содержание золота 0,01–5 г/т, серебра – 1–50 г/т, молибдена – до 0,03 %, свинца – 0,03 %, лития – 0,02–0,03 %. Ввиду низких содержаний благородных металлов известные проявления золото-серебряного оруденения практического интереса не представляют. Прогнозные ресурсы золота и серебра, оцененные по категориям P_1 и P_2 , составляют соответственно 0,76 т и 10,4 т [465].

Прогнозные ресурсы золота категории P_3 оценены по удельной продуктивности рудных районов в вулcano-плутонических поясах и областях тектоно-магматической активизации [12]. Поскольку в Челасинском узле выявлено только одно рудопроявление золота и перспективы его не ясны, принимается минимальная величина удельной продуктивности (50 кг/км²) при коэффициенте геологического подобия 0,3. При таких исходных параметрах, с учетом уже оцененных ресурсов по категориям P_1 и P_2 , прогнозные ресурсы золота категории P_3 составят: $(50 \times 750 \times 0,3) - 0,76 = 10,49$ т или (округленно) 10 т.

При условно принятом соотношении содержаний золота и серебра в рудах как 1:10 прогнозные ресурсы серебра категории P_3 в целом могут составить: $10 \times 10 = 100$ т.

Таким образом, Челасинский прогнозируемый узел (с учетом перспективной его северо-западной части по материалам прогнозно-геофизических исследований [167]) может представлять практический интерес на золото-серебряное оруденение как объект второй очереди.

Медь. Для полиметаллически-медного (Cu, Pb, Zn) оруденения рудовмещающей формацией является карбонатно-терригенная (нижняя подсерия керпыльской серии среднего рифея). В экзоконтакте интрузии позднемеловых гранитов джугджурского комплекса по рифейским породам сформировались зоны хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов, в которых заключены рудные тела с вкрапленными рудами. Рудная формация – медно-кварц-сульфидная. Рудные минералы: халькопирит, малахит и др. Содержание меди 2,95–10,13 %, среднее – 5,3 %, свинца – 1,1 %, цинка – 1,5 %, серебра – 102–390 г/т (среднее – 223 г/т), золота – 0,1–0,2 г/т [132, 109]. По своим характеристикам описанное медное оруденение более всего сходно с медно-порфировым промышленным типом.

Прогнозная оценка ресурсов категории P_3 полиметаллически-медного оруденения узла дается впервые. Согласно «Методическим рекомендациям по оценке и учету прогнозных ресурсов металлических и неметаллических полезных ископаемых (МПП, Санкт-Петербург, 2002 г.)», удельная рудоносность для медно-порфирового типа оруденения составляет 10–900 т/км². В связи со слабой изученностью узла при расчете ресурсов принята малая величина удельной продуктивности – 50 т/км². При этом распространение медно-порфирового промышленного типа оруденения связывается лишь с половиной площади узла, наиболее благоприятной для формирования рудоносных метасоматитов. В этих условиях прогнозные ресурсы меди этого типа оруденения в Челасинском узле составят: $50 \times 375 = 18\,750$ т.

Для серебряно-медного оруденения рудовмещающей формацией является андезит-дацитовая, к которой приурочены штокверкоподобные зоны прожилково-метасоматического окварцевания. Рудная формация – медно-кварц-сульфидная. Рудные минералы: пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, аргентит, марказит, мельниковит, золото, самородное серебро, самородная медь. Содержание меди от 0,02–0,8 до 9,4 %, серебра – от 1–70 до 1119 г/т [465].

Оруденение может быть отнесено к медно-порфировому промышленному типу. Поэтому при оценке прогнозных ресурсов категории P_3 принята та же величина удельной продуктивности, что и для полиметаллически-медного оруденения (50 т/км²), распространенная лишь на половину площади узла. Таким образом, прогнозные ресурсы меди для серебряно-медного оруденения узла составят также 18 750 т.

В общей сложности для Челасинского рудного узла прогнозные ресурсы меди категории P_3 составят 37,5 тыс. т, что не соответствует запасам даже малого месторождения меди (Приказ МПП РФ № 50, 1997 г.), т. е. узел в настоящее время не представляет практического интереса на медное оруденение.

Молибден. Молибденовое оруденение связано с рудовмещающими андезит-дацитовой и гранит-лейкогранит-гранодиоритовой формациями. Последняя является и рудогенерирующей формацией. Рудные формации – молибден-грейзеновая и молибденит-кварцево-жильная. Рудные минералы: пирит, молибденит, галенит, ванадинит и др.; содержание молибдена 0,007–0,3 %, серебра – 1–3 г/т, цинка – 0,2 % [465].

Описанное молибденовое оруденение, возможно, принадлежит к медно-молибденной порфировой формации, для узлов которой наиболее вероятная удельная продуктивность по молибдену около 100 т/км². Общий МСП молибдена и соответственно оцениваемые впервые прогнозные ресурсы узла категории P₃ при коэффициенте его геологического подобия 0,5 составят: $100 \times 750 \times 0,5 = 37\,500$ т, что соответствует возможности выявления на площади узла среднего месторождения. Таким образом, Челасинский прогнозируемый узел может представлять интерес на молибденовое оруденение как объект второй очереди.

Авланджинский прогнозируемый серебряно-золоторудно-россыпной узел (8.1.3 Au,Ag) примыкает с юго-запада к Челасинскому. Площадь его (550 км²) сложена верхнемеловыми андезитами и андезибазальтами мотаринской, риолитами и трахириодацитами тунумской свит, связанными с ними субвулканическими и экструзивно-жерловыми образованиями и прорывающими их позднемеловыми диоритами и гранодиоритами первой и второй фаз джугджурского комплекса. В поле Ag здесь выделяется субширотная градиентная зона в 10–15 мГал, возможно, отвечающая зоне разлома. На площади узла выявлено одно золото-серебряное проявление, россыпепроявление золота и несколько пунктов золото-серебряной, молибденовой и редкометалльной (ниобиево-танталовой) минерализации.

Рудовмещающей формацией для золотого оруденения является андезит-дацитовая. Рудные тела заключены в линейных штокверкоподобных зонах прожилкового окварцевания. Рудные формации – золоторудные кварцевая и малосульфидная. Рудные минералы: пирит, гематит, галенит, аргентит, золото, вульфенит, гюбнерит, шеелит. Содержания варьируют в пределах: золота от 0,2–1,0 г/т (в борзодовых пробах) до 6–25,7 г/т (в штучных пробах); серебра – 1–20 г/т, редко до 300 г/т; свинца – 0,001–6 %; цинка – 0,006–6 %; меди – 0,005–1 %; молибдена – 0,006–0,008 % [488, 465, 175].

Прогнозные ресурсы золота категории P₃ оценены по удельной продуктивности рудных районов в вулканоплутонических поясах и областях ТМА [12]. Несмотря на то, что в узле выявлено только одно рудопроявление золота с неясными перспективами, при оценке его прогнозных ресурсов учитываются выявленные пункты минерализации и геохимическая аномалия золота, а также положительный геологический фактор – наличие в западной половине площади узла благоприятной для локализации золотого оруденения крупной телескопированной ВТС, центральная часть которой занята субвулканическими и плутоническими интрузиями, что может свидетельствовать о ее купольном строении и соответственно расширяет перспективы на выявление в ней золоторудной минерализации. Поэтому при оценке прогнозных ресурсов принимается несколько выше минимальной удельная продуктивность – 70 кг/км². При такой удельной продуктивности

прогнозные ресурсы рудного золота категории P_3 в прогнозируемом узле составят: $70 \times 550 = 38\,500$ кг или (округленно) 38 т. Из них 24 т, принимая во внимание результаты прогнозно-поисковых работ [175], сосредоточено в пределах геохимического ореола рассеяния золота.

Прогнозные ресурсы серебра категории P_3 при среднем соотношении $Au : Ag = 1 : 10$ составят 380 т.

Величина прогнозных ресурсов, соответствующая среднему месторождению, повышенные концентрации золота и серебра, установленные в штуфных пробах, благоприятная геолого-структурная обстановка позволяют отнести Авланджинский прогнозируемый узел к перспективным объектам для дальнейшего изучения.

Нюбкинский прогнозируемый серебряно-золоторудный узел (8.1.4 Au, Ag) находится к юго-западу от Авланджинского. В пределах узла (600 км^2) распространены нижне- и верхнемеловые покровные вулканиты магейской, мотаринской и тунумской свит, относящихся к андезит-дацитовой, базальт-андезитовой и трахидацит-дацит-риолитовой формациям и соответствующие им субвулканические образования. И те, и другие прорваны поздне-меловыми гранодиоритами второй фазы джугджурского комплекса. При прогнозно-геофизических исследованиях [167] с вероятностью более 0,7 был выделен участок, перспективный на золотое и золото-серебряное оруденение. В пределах прогнозируемого узла выявлены одно золоторудное (VI-5-10), два золото-серебряных (Обзорное – VI-5-12 и Нюбку – VI-5-13) рудопроявления и несколько пунктов минерализации золота.

Золотое оруденение заключено как в кислых, так и в средних по составу вулканитах, а также в диоритах и гранодиоритах джугджурского комплекса, относящегося к рудогенерирующей формации. Рудные тела приурочены к зонам прожилково-метасоматического окварцевания и в ряде случаев сульфидизации. Оруденение относится к золоторудным кварцевой и мало-сульфидной формациям. Рудные минералы: пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, гематит, аргентит, золото, молибденит, блеклые руды, малахит, азурит и др. Содержание золота колеблется от 0,3 до 16,8 г/т (в двух случаях составляет 218 и 1068 г/т), серебра – от 1 до 100–200 г/т, свинца, цинка и меди – 0,01–3 % каждого, молибдена – до 0,03 %, висмута – 0,01–0,2 %, сурьмы – 0,01–0,03 % [465].

Прогнозные ресурсы рудного золота категории P_3 Нюбкинского узла оценены по удельной продуктивности рудных районов в вулкано-плутонических поясах и областях ТМА [12]. Поскольку площадь узла достаточно перспективна (известно три рудопроявления золота, определена достаточно высокая перспективность площади при прогнозно-геофизических исследованиях), величина удельной продуктивности принята равной 100 кг/км^2 при относительно низком коэффициенте подобия (0,5), отражающем отсутствие в узле особо благоприятных геолого-структурных факторов локализации оруденения. При таких исходных параметрах прогнозные ресурсы рудного золота составят: $100 \times 600 \times 0,5 = 30\,000$ кг или 30 т.

Прогнозные ресурсы серебра категории P_3 при среднем отношении $Au : Ag = 1 : 10$ будут равны: $30 \times 10 = 300$ т.

В целом Ньюбкинский узел можно отнести к среднепродуктивным серебряно-золоторудным объектам второй очереди.

Мотаринский серебряно-золоторудно-россыпной узел (8.1.5 Au,Ag) находится к юго-западу от Ньюбкинского узла, в центральной части Преддзугджурского вулканического ареала. Площадь узла (840 км²) сложена преимущественно кислыми вулканитами нижнемеловой магейской и средними – верхнемеловой мотаринской свит с соответствующими им субвулканическими образованиями. Покровные и субвулканические фации прорваны позднемеловыми гранодиоритами второй фазы дзугджурского комплекса. На площади узла выявлены три золотых (VI-5-16, Верхнемотаринское – VI-5-17, Лунное – VI-5-26), одно золото-серебряное (Наледное – VI-5-25) рудопроявления, одно россыпное месторождение (р. Иктанда Наледная – VI-5-27), несколько россыпных проявлений золота, пунктов минерализации золота, железа и редких земель.

Рудовмещающей формацией для золотого оруденения является андезит-дацитовая в основном покровной фации магейского, реже субвулканической – мотаринского комплексов, в которых находятся штокверкоподобные и линейные участки прожилково-метасоматического окварцевания. К ним приурочены кварцевые, гематит-кварцевые и кварц-карбонатные жилы. Рудные формации – золоторудные кварцевая и малосульфидная. Рудные минералы: пирит, гематит, галенит, молибденит, халькопирит, золото, аргентит, пирротин, сфалерит, англезит, шеелит. Содержания золота колеблются от 0,1 до 10 г/т, редко достигая 99,5 г/т, серебра – от 6 до 300 г/т. Сумма запасов и прогнозных ресурсов рудного золота Мотаринского узла, по данным предшествующих работ, 51,057 т (прил. 2), из них прогнозные ресурсы категории P₃ – 45 т. Прогнозные ресурсы серебра оценены только по категории P₃ в 100 т [465].

Попытка прогнозирования месторождений россыпного золота при крупномасштабной геологической съемке [465] привела к отрицательному результату. Запасы известной россыпи (р. Иктанда Наледная) насчитывают не более 200 кг и находятся в Нераспределенном фонде.

Мукитканский серебряно-золоторудно-россыпной узел (8.1.6 Au,Ag) находится в крайней юго-западной части Преддзугджурской минерагенической зоны и одноименного вулканического ареала. Площадь узла (960 км²) сложена разнообразными по составу (от андезитов до риолитов) нижне- и верхнемеловыми вулканитами магейского, мотаринского и тунумского комплексов. Вулканиты вмещают небольшие тела гранодиоритов второй фазы дзугджурского комплекса. В пределах узла выделяются несколько ВТС разного порядка, местами телескопированных, с осложняющими их интрузиями субвулканического и плутонического рядов. На Прогнозно-геофизической карте [167] узлу соответствует площадь, перспективная с вероятностью 0,8–0,9 на золото-серебряное оруденение. В пределах территории узла выявлены два золотых (Гукорт – VI-4-14 и Базовое – VI-4-18), одно золото-серебряное (р. Нальниджа – VI-4-23) рудопроявления, одно россыпное месторождение золота, одно рудопроявление свинца и несколько пунктов золотой и золото-серебряной минерализации.

Золотое оруденение связано с андезит-дацит-риолитовой формацией нижнемеловой магейской свиты, приурочено в основном к зонам разломов северо-восточного простирания и локализовано в адуляр-серицит-кварцевых, серицит-кварцевых метасоматитах, местами в гематит-кварцевых прожилках и кварц-сульфидных жилах. Рудные формации – золоторудная кварцевая и малосульфидная. Рудные минералы: пирит, гематит, вульфенит, пирротин, галенит, сфалерит, марказит, халькопирит, арсенопирит, висмутин, халькозин, золото. Содержания золота в метасоматитах колеблются в пределах 0,003–11,1 г/т, серебра – 0,01–196 г/т. В кварц-сульфидных жилах их содержания выше: золота – 1–12 г/т, серебра – 11–250 г/т. Кроме того, в прожилково-кварцевых метасоматитах отмечены: свинец – до 0,2%, молибден – 0,01–0,5%, цинк – до 0,03% [465, 233].

Площадь узла оценена как перспективная. Прогнозные ресурсы рудного золота категории P_2 на предшествующем этапе работ были оценены в 10,15 т (прил. 2). Прогнозные ресурсы рудного золота категории P_3 при ожидаемой удельной продуктивности узла 85 кг/км² (среднее значение для типовых рудных районов в вулcano-плутонических поясах и областях ТМА [12]) и коэффициенте геологического подобия 0,4 составят: $(85 \times 960 \times 0,4) - 10 \cdot 150 = 22 \cdot 490$ кг или (округленно) 22 т. Можно предположить, что прогнозные ресурсы серебра категории P_3 Мукитканского узла, как и в сходном с ним по геологическим критериям Мотаринском узле, примерно вдвое превышают ресурсы золота, т. е. составят 45 т.

Перспективы открытия россыпных месторождений золота узла незначительны. Числившиеся на балансе запасы россыпного месторождения (р. Огоньго – VI-5-37) отработаны. Россыпепроявления и шлиховые ореолы рассеяния золота в нем неизвестны.

Узел относится к среднеперспективным объектам. Рекомендуется проведение на отдельных его участках детальных поисковых работ.

Оценивая в целом Магейско-Батомгский серебро-золоторудно-россыпной район, следует отметить, что его перспективы можно связывать и с двумя нетрадиционными типами месторождений в вулcano-плутонических поясах – крупнообъемными близповерхностными месторождениями золота (БМЗ), приуроченными к линейным зонам крутопадающих разломов и эксплозивным брекчиям, и месторождениями в зонах сочленения разломов разных направлений [115].

Для месторождений первого типа (Альто Чикама, Веладеро, Паскуа Лама, Пиерина в Андах, Купол в России, Лепанто на Филиппинах, Ашиктас в Центральном Казахстане, Ащи в Китае и др.) характерна объемно-концентрическая метасоматическая зональность, представленная следующей последовательностью минеральных фаций (от периферии к центру и снизу вверх): пропилитовая–серицитовая–каолинитовая–алунитовая–монокварцевая. Средние содержания золота в таких месторождениях невысокие – 1–6 г/т, а запасы составляют сотни тонн. Из описаний рудных узлов Магейско-Батомгского района видно, что линейные штокверкоподобные зоны отмечены во многих узлах, но метасоматическая зональность в них не зафиксирована, возможно, в связи с недостаточной изученностью. На глубину данный тип оруденения сменяется золото-медно-порфировым типом.

Месторождения второго типа формируются в узлах сочленения радиальных и кольцевых разломов в ВТС над круто погружающимися субвулканическими штоками и дайками, в жерлах древних вулканов, там, где действовали взрывные струйные процессы, предварявшие рудоотложение или синхронные рудообразованию [115]. Месторождения сопровождаются зонально проявленными метасоматитами: монокварцитами, аргиллизитами, кварц-адуляровыми породами, серицитолитами и т. д. Они характеризуются запасами в десятки и сотни тонн золота. Примеры: Крипл-Крик (США), Поргера (Папуа-Новая Гвинея), Кочбулак (Узбекистан) и др. Средние содержания золота здесь выше, чем в месторождениях первого типа, и составляют 10–40 г/т. В Магейско-Батомгском районе признаков месторождений такого типа не обнаружено. Выявить такие месторождения сложнее, поскольку площадь их выходов невелика, но наличие их в районе возможно. Поиски месторождений этого типа наиболее эффективны при крупномасштабных работах.

Вне Магейско-Батомгского района в Предджугджурской минерагенической зоне выделено четыре рудных узла преимущественно с золотым оруденением.

Малокомуйский золото-меднорудный узел (8.0.1 Cu, Au) находится в северной части Предджугджурской минерагенической зоны. На его площади (600 км²) распространены карбонатно-терригенные и терригенно-карбонатные отложения среднего и верхнего рифея, прорванные гранодиоритами второй фазы позднемелового джугджурского комплекса. Узлу соответствует резко дифференцированное поле Δg с положительными и отрицательными аномалиями 10–15 мГал. На Прогнозно-геофизической карте [167] ему соответствует участок, перспективный на золотое и золото-серебряное оруденение с вероятностью более 0,7. В пределах узла выявлены свинцово-цинково-медное месторождение (Малокомуйское – IV-6-16), рудопроявления меди (Бородинское – IV-6-13 и Снежок – IV-6-15), золота (IV-6-9), два баритовых проявления и несколько пунктов минерализации.

М е д ь (свинец, цинк). Медное оруденение локализовано в терригенно-карбонатных образованиях рифея и в гранитоидах позднего мела и относится к медно-скарновой (преимущественно) и медно-порфировой рудным формациям. Пироксен-гранатовые и магнетит-гранат-пироксеновые скарны образованы по карбонатным породам в контакте с интрузиями гранитоидов джугджурского комплекса. Рудные минералы в скарнах: халькопирит, галенит, сфалерит, висмутин, пирит, магнетит, борнит, пирротин, реже блеклая руда, шеелит, вульфенит, серебро, малахит, азурит, хризоколла и др. Содержание меди 2,3%, иногда до 6%, цинка – 2,6–5%, свинца – 0,7–1,6%, золота – 0,6–5 г/т, серебра – 8,2–304 г/т, вольфрама – до 0,32%, олова – до 0,06%, висмута – 0,3–0,62% [229, 370, 110]. Медно-порфировое оруденение связано с кварц-полевошпат-серицитовыми и кварц-хлорит-серицитовыми метасоматитами в гранит-порфирах небольшого штока джугджурского комплекса. В метасоматитах содержатся прожилки и вкрапленность сульфидов. Рудные минералы (халькопирит, галенит, висмутин, молибденит) характерны для медно-порфировой формации. Содержание меди 1–3%, висмута – до 0,7%, свинца – до 0,3%, цинка и вольфрама – 0,01% каждого,

молибдена – 0,02%, серебра – до 20 г/т [370, 346, 110]. Наличие медно-порфирирового оруденения в блоке фундамента данного участка вулcano-плутонического пояса свидетельствует о возможности реальной телескопированности и зональности золото-серебряного эпитеpмального оруденения и о смене его на глубину медно-молибден-порфирировым (см. выше).

Авторские оценки запасов меди категории C_2 и прогнозных ресурсов категории P_3 Малокомуйского месторождения составляют соответственно 33 и 100 тыс. т [110].

Оценка прогнозных ресурсов меди категории P_3 Малокомуйского узла проведена по минимальной удельной продуктивности рудных площадей медно-порфирировой формации, которая варьирует в пределах 0,005–0,025 млн т/км². При коэффициенте геологического подобия узла типовым металлогеническим таксонам аналогичного иерархического уровня 0,3 ресурсы категории P_3 узла составят: $(0,005 \times 600 \times 0,3) - (0,033 + 0,1) = 0,767$ млн т или 767 тыс. т, что соответствует запасам среднего месторождения (Приказ № 50 МПР РФ, 1997 г.). Однако перспективы дальнейшего изучения узла на медное оруденение в настоящее время не следует оценивать высоко в связи с отсутствием в районе соответствующей инфраструктуры.

Золото. Рудовмещающей формацией для золотого оруденения является карбонатно-терригенная. В эзоконтакте рудогенерирующей интрузии субщелочных лейкогранитов позднемелового джугджурского комплекса по зонам дробления развиты серицит-кварцевые метасоматиты с кварцевыми, халцедоновыми, кварц-адуляровыми, карбонатно-кварцевыми и эпидот-кварцевыми прожилками и жилами с сульфидной минерализацией. Рудные формации – золоторудные кварцевая и малосульфидная. Рудные минералы: молибденит, золото, аргентит, халькопирит, галенит, сфалерит. Содержания золота 2–30 г/т, в единичных пробах до 367,2 г/т, серебра – до 649 г/т, иногда до 2801,2 г/т, молибдена – 0,03–0,1% [370, 346, 110]. По соотношению $Au : Ag = 1 : 10$ и приуроченности к разнообразным комплексным низко-среднетемпературным метасоматитам это оруденение типичное золото-серебряное эпитеpмальное, но по наличию молибденовой и медно-полиметаллической минерализации оно сходно с медно-молибден-золото-порфирировым оруденением. Возможно, именно в этом узле, где представлен фундамент вулcano-плутонического пояса, намечается постепенный переход от золото-серебряного эпитеpмального к медно-молибден-золото-порфирировому оруденению.

Прогнозные ресурсы золота категории P_2 рудопроявления Малый Комуй оценены в 4 т (прил. ×2). При минимальной удельной продуктивности типовых золоторудных районов в вулcano-плутонических поясах и областях ТМА 50 кг/км² [12] и коэффициенте геологического подобия 0,4 прогнозные ресурсы золота категории P_3 Малокомуйского узла составят: $(50 \times 600 \times 0,4) - 4000 = 8000$ кг или 8 т.

Прогнозные ресурсы серебра категории P_3 при соотношении $Au : Ag = 1 : 10$ составят 80 т.

Большешкомуйский прогнозируемый молибденово-серебряно-золоторудный узел (8.0.2 Au,Ag,Mo) находится к юго-западу от Малокомуйского

узла. На его площади (850 км²) обнажены карбонатные и терригенные отложения среднего и верхнего рифея, андезиты, андезибазальты и их туфы нижнемеловой немуйканской свиты и прорывающие их гранитоиды позднемелового джугджурского комплекса. Узлу соответствует отрицательное дифференцированное поле Δg в основном с отрицательными аномалиями 7–10 мГал, что в целом очень похоже на рисунок гравитационного поля Малокомуйского узла. В пределах Большекомуйского узла выделены: золотое (Изначальное – IV-6-17), золото-серебряное (Конус-1 и Конус-2 – V-6-6), молибденовые (Осиновое – IV-6-19 и Шмыринское – IV-6-20), полиметаллическое (Билькачанское – V-6-10) рудопроявления, проявление боратов (V-6-4) и несколько пунктов минерализации молибдена и редких земель.

Золото. Рудовмещающими формациями являются карбонатно-терригенная керпильской и лахандинской серий рифея и гранит-лейкогранит-гранодиоритовая джугджурского комплекса. Последняя является и рудогенерирующей. В экзо- и эндоконтактах массивов гранитоидов распространены гидротермально измененные породы, в одних случаях слагающие тела березитоподобных серицит-кварцевых метасоматитов, в других – зоны жильно-прожилкового окварцевания. Рудные формации – золоторудная кварцевая и малосульфидная. Рудные минералы: пирит, халькопирит, висмутин, молибденит, галенит, сфалерит, золото. Содержания золота 0,01–3 г/т, в единичных случаях 19,2 г/т, серебра – 10 г/т (в одном случае – до 560 г/т), висмута – 0,02–0,1%, вольфрама – 0,01% [346, 365, 110]. Как видно из приведенного описания, золотое оруденение Большекомуйского узла, так же, как и Малокомуйского, имеет черты медно-молибден-золотопорфирового типа.

По золоторудному проявлению V-6-6 подсчитаны прогнозные ресурсы категории P_2 в количестве 860 кг золота (прил. 2). Прогнозные ресурсы золота категории P_3 Большекомуйского рудного узла в целом определены по аналогии с Малокомуйским рудным узлом. Они составляют: $(60 \times 850 \times 0,4) - 860 = 19\,540$ кг или (округленно) 20 т. Прогнозные ресурсы серебра, судя по содержанию его в рудах, примерно втрое выше содержаний золота, составляют в сумме 60 т, из них категории P_2 – 20 т, категории P_3 – 40 т.

Молибденовое оруденение совместно с медным и вольфрамовым распространено в пределах шлихового ореола золота и молибденита на площади 200 км². Рудовмещающими формациями являются терригенно-карбонатная и гранит-лейкогранит-гранодиоритовая. Оруденение находится как в экзо-, так и в эндоконтактах гранитных интрузий джугджурского комплекса. В экзоконтактных зонах оно приурочено к пластовым телам гранат-пироксеновых скарнов, в эндоконтактных – к кварцевым штокверкам и телам кварц-серицитовых метасоматитов. Рудные формации – молибденовая скарновая и молибденит-кварцевая жильная. Рудные минералы: молибденит, халькопирит, вольфрамит и др. Содержание молибдена 0,01–0,6%, меди – 0,1–1%, вольфрама – 0,01–0,03%, свинца и цинка – 0,3–0,55% каждого, олова и висмута – 0,1% каждого, мышьяка – 1%, церия – 0,05%, лантана – 0,03%, золота – от 2,8 до 5,68 г/т (в кварц-серицитовых метасоматитах), серебра – до 170 г/т [485, 243, 346, 365, 110].

Прогнозные ресурсы молибдена категории P_3 при ожидаемой удельной продуктивности узла 7 т/км^2 (минимальное значение для медно-молибденовой формации), коэффициенте подобия $0,4$ и площади ореола 200 км^2 составят 560 т ($7 \times 200 \times 0,4$), что не соответствует запасам даже малого месторождения. Поэтому перспективы молибденового оруденения узла оцениваются отрицательно.

Учитывая характеристику Большекомуйского прогнозируемого узла в целом, можно признать, что практический интерес здесь может представить лишь золотое оруденение, в частности медно-молибден-золото-порфирового типа.

Меридиональный прогнозируемый медно-ураново-золоторудный узел (8.0.3 Au,U,Cu) находится в восточной части Преддзугджурской минерогенической зоны, примыкая с северо-востока к Магейско-Батомгскому району. На территории узла (900 км^2) распространены зонально метаморфизованные терригенные образования билякчанской серии (нижний рифей), карбонатно-терригенные отложения керпильской (средний рифей), лахандинской (верхний рифей) и юдомской серий (венд), несогласно перекрывающие их нижне- и верхнемеловые андезиты и их туфы немуйканской, дациты и их туфы и игнимбриты магейской, андезиты и андезибазальты мотаринской свит. Они прорваны позднемеловыми гранитоидами второй и третьей фаз позднемелового дзугджурского комплекса, слагающими значительную часть площади узла. Согласно данным [167], узел находится в восточной части площади, перспективной (с вероятностью более $0,7$) на выявление золотого и золото-серебряного оруденения. В пределах узла выявлены золоторудные (Капельное – V-6-9, V-6-12 и Улканское – V-6-15), урановые (Билякчанское-1 – V-6-2, Тугурма – V-6-7 и Южно-Билякчанское – V-6-8), ураново-редкоземельных (Горка – IV-6-21, Билякчанское – V-6-5) и медные (Горахан – V-6-18 и Танчи – V-6-19) рудопроявления, а также пункты минерализации золота, свинца и цинка.

З о л о т о. Рудовмещающими формациями для золотого оруденения являются андезит-дацитовая раннемелового магейского и гранит-лейкогранит-гранодиоритовая позднемелового дзугджурского комплексов. К экзоконтактам интрузий и разломам приурочены зоны интенсивной пропилитизации и прожилкового окварцевания. Зоны окварцевания по простиранию переходят в штокверки, а на отдельных участках содержат кварц-сульфидные жилы. Рудные формации – золоторудные кварцевая и малосульфидная. Рудные минералы: пирит, галенит, халькопирит, сфалерит, арсенопирит, золото, аргентит. Содержание золота в проявлениях колеблется в пределах $0,6$ – $52,6 \text{ г/т}$, в среднем составляя $0,8$ – 1 и $2,5 \text{ г/т}$, серебра – 1 – 1700 г/т (в среднем – 36 г/т), свинца и цинка – $0,5$ – 15% каждого, меди – $0,3$ – $0,8\%$ [188, 109, 312].

Прогнозные ресурсы рудного золота категории P_2 в Меридиональном узле – $10,7 \text{ т}$, серебра – $60,93 \text{ т}$ (прил. 2). Прогнозные ресурсы золота категории P_3 по узлу в целом при среднем значении продуктивности таксонов данного иерархического уровня в вулcano-плутонических поясах и областях ТМА – 85 кг/км^2 [12] и коэффициенте геологического подобия $0,3$, отражающем положение узла на фланге вулcano-плутонического ареала, составят: $(85 \times 900 \times 0,3) - 10 \text{ 700} = 12 \text{ 250}$ кг или (округленно) 12 т .

Урановое оруденение локализовано в основном в меловых андезит-дацитовых, реже – в субщелочной лейкогранитовых формациях и повсеместно приурочено к разломам, выраженным зонами дробления, брекчирования, гематитизации, серитизации, окварцевания и аргиллизации. Рудная формация – урановорудная в метасоматитах зон разломов. Рудные минералы: уранинит, уранофан, паризит, настуран, урановая смолка, бетауранотил, колумбит, бастнезит, молибденит, пирит, халькопирит, галенит, антимонит. Содержание урана колеблется в пределах 0,01–0,8%, составляя в среднем по четырем выявленным рудным телам соответственно – 0,237%, 0,712%, 0,292% и 0,358%, тория – 0,001–0,14% (единичные значения до 15,4%), редких земель – 0,14–0,16%, золота – 0,1–0,3 г/т, молибдена – 0,01–0,3% [132, 109, 220].

Ураново-редкоземельное оруденение приурочено к субщелочной лейкогранитовой формации раннепротерозойского левобилиякчанского комплекса. Оно локализовано в зонах разломов, в которых развиты кварц-альбитовые метасоматиты, насыщенные прожилками флюорита, кварцевыми, кальцитовыми и гематитовыми жилками с рудными минералами. Рудные формации – редкоземельная и урановорудная в метасоматитах зон разломов. Рудные минералы: циртолит, фергусонит, торит, уранотрит, бастнезит, паризит, поликраз, молибденит, галенит. Содержание (%) редких земель, относящихся к иттриевой группе – до 1 (среднее – 0,01), ниобия – 0,01, лантана – 0,1, церия – 0,6, урана – 0,015, тория – 0,036 [242, 132, 109, 110, 220].

Прогнозная оценка ресурсов урана узла произведена с использованием данных по Ульяновскому потенциальному урановорудному району, ресурсы которого категории P_3 утверждены ВИМС (Протокол № 4 от 28.09.2009 г.). Этот район площадью 5000 км² с ресурсами урана 30 000 т также расположен в ОЧВП. Удельная продуктивность в нем равна 6 т/км² (30 000 : 5000). Для корректного перехода от района к узлу введен повышающий коэффициент подобия 1,5. При этих параметрах прогнозные ресурсы урана категории P_3 Меридионального узла составят: $6 \times 900 \times 1,5 = 8100$ т, что по запасам соответствует среднему месторождению. Однако перспективы дальнейшего изучения узла на уран из-за его удаленности от транспортных путей следует признать отрицательными.

Медь. Рудовмещающими формациями для медного оруденения являются андезит-дацитовая и гранит-лейкогранит-гранодиоритовая. Оруденение локализовано в экзо- и эндоконтакте массива гранодиоритов джугджурского комплекса. В первом случае рудная формация – медно-скарновая, во втором – медно-кварц-сульфидная, приуроченная к узлу пересечения зон разрывных нарушений. Рудные минералы: халькозин, борнит, пирит, халькопирит, гематит, магнетит, ковеллин, малахит, церуссит, куприт, аргентит и др. Содержание меди 1–6%, (среднее – 3,7%), цинка – 1,7%, свинца – 1,2%, серебра – до 10 г/т (в единичных пробах – 364 и 546 г/т), висмута – 0,02–1%, золота – 0,1–9 г/т [333, 132, 346, 109].

Прогнозные ресурсы меди категории P_3 оценены по удельной продуктивности металлогенических зон с оруденением медно-молибденовой порфировой формации согласно «Методическим рекомендациям по оценке и

учету прогнозных ресурсов металлических и неметаллических полезных ископаемых (МПР, Санкт-Петербург, 2002 г.)». Для рудных узлов значение этого показателя может быть принято равным 100 т/км^2 . При коэффициенте геологического подобия 0,8 прогнозные ресурсы Меридионального узла категории P_3 составят: $(100 \times 900 \times 0,8) = 72 \text{ 000 т}$. Они соответствуют запасам лишь малого месторождения (Приказ № 50 МПР РФ, 1997 г.), поэтому перспективы медного оруденения в прогнозируемом узле, учитывая к тому же неразвитую инфраструктуру района, оцениваются отрицательно.

Секталинский прогнозируемый молибденово-золоторудный узел (8.0.4 Au,Mo) находится в юго-западной части Преддзугджурской минералогической зоны, где обнажены породы фундамента ОЧВП. Площадь узла (450 км^2) сложена раннепротерозойскими образованиями Улканского прогиба (трахибазальтами, базальтами, андезибазальтами, песчаниками и конгломератами улканской свиты, габбро и лейкогаббро гекунданского, базальтами и трахириолитами элгэтэйского комплексов), нижнерифейскими песчаниками, базальтами и конгломератами уянской серии, терригенными и карбонатными породами юдомской серии венда. Эти образования вмещают массив (100 км^2) позднемеловых субщелочных лейкогранитов третьей фазы дзугджурского комплекса, которому соответствует отрицательное дифференцированное поле Δg с интенсивной отрицательной аномалией 15–20 мГал. На южной границе узла, по данным дешифрирования дистанционной основы, выделено крупное разрывное нарушение северо-восточного (60°) простирания. В пределах узла выявлены золоторудное (VI-4-11) и золото-серебряное (VI-3-8) проявления и несколько пунктов минерализации молибдена.

Рудовмещающими формациями для золота являются гранит-лейкогранит-гранодиоритовая и трахириолит-трахибазальтовая контрастная. В них находятся зоны серицит-кварцевых метасоматитов и кварцевые жилы с сульфидами. Рудные формации – золоторудные кварцевая и малосульфидная. Рудные минералы: гематит, пирит, циртолит, золото и др. Содержание золота колеблется от 0,1 до 7 г/т, серебра – от 6 до 600 г/т (в одном случае – 30 600 г/т), содержание (%) мышьяка – до 1, бария – до 0,6, лития – до 0,02.

При подсчете прогнозных ресурсов золота категории P_3 Секталинского прогнозируемого узла принято среднее значение удельной продуктивности, равное 85 кг/км^2 в вулcano-плутонических поясах и областях ТМА [12], а коэффициент геологического подобия – 0,4, отражающий положение узла на фланге вулcano-плутонического ареала. Прогнозные ресурсы рудного золота в узле при таких показателях составят: $85 \times 450 \times 0,4 = 15 \text{ 300 кг}$ или (округленно) 15 т.

Присутствие на площади узла пунктов минерализации молибдена с содержанием металла 0,2% в серицит-кварцевых метасоматитах и кварцевых жилах, в которых отмечаются также медь (0,006%), серебро (до 8 г/т) и золото (до 0,02 г/т), может указывать на вероятность выявления медно-молибден-золотого оруденения порфирирового типа и, с учетом прогнозных ресурсов золота, соответствующих среднему месторождению, позволяет отнести Секталинский узел к перспективным объектам для дальнейшего изучения.

Удская медно-серебряно-золоторудно-россыпная минерагеническая зона (9 Au,Ag,Cu / J–K, Q)

Удская минерагеническая зона расположена на крайнем юго-востоке площади листа, где распространены палеозойские отложения Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба и меловые магматические образования Удского вулcano-плутонического ареала.

Лантарь-Нячинский медно-серебряно-золоторудно-россыпной район (9.1 Au,Ag,Cu) на территории листа О-53 представлен одним золоторудно-россыпным узлом – Аянским.

Аянский золоторудно-россыпной узел (9.1.1 Au) находится в бассейне среднего течения р. Лантарь. Его площадь (360 км²) сложена нижнепалеозойскими отложениями Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба, габброидами и гранитоидами позднедевонского(?) лантарского комплекса, меловыми вулканогенными и осадочными образованиями. И те, и другие образования прорваны позднемеловыми гранодиоритами второй фазы джугджурского комплекса.

На территории листа узел представлен только россыпями, россыпепроявлениями и шлиховым потоком золота, суммарная длина которых 22 км. Запасы россыпного золота 4,82 т, прогнозные ресурсы категории P₁ – 0,11 т, категории P₂ – 1,32 т, сумма запасов и ресурсов – 6,25 т (прил. 2). Суммарная длина необследованных участков потенциально золотоносных водотоков, дренирующих территорию узла, составляет около 11 км. Таким образом, при удельной продуктивности 0,284 т/км (6,25 т : 22 км) прогнозные ресурсы россыпного золота категории P₃ могут быть определены в количестве: (0,284 × 11) = 3,124 т или (округленно) 3 т.

ДЖУГДЖУРО-СТАНОВАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

На территории листа провинция представлена Джугджурской минерагенической зоной.

Джугджурская железо-фосфорно-титановая минерагеническая зона (10 Ti,P,Fe / AR₁)

К этой зоне отнесены два разобщенных ареала развития раннеархейских анортозитов древнеджугджурского комплекса, с которыми связано фосфорно-железо-титановое и никель-медно-сульфидное оруденение. В пределах минерагенической зоны выделены прогнозируемые Геранский железо-фосфорно-титановый рудный район и Няндоминский платиново-никелево-меднорудный узел вне района.

Геранский прогнозируемый железо-фосфорно-титановый рудный район (10.1 Ti,P,Fe) соответствует площади распространения пород Геранского массива анортозитов, основная часть которой находится за пределами территории листа. На территории листа в нем известен лишь один пункт минерализации титаномагнетитовых руд.

Няндоминский прогнозируемый платиново-никелево-меднорудный узел (10.0.1 Cu,Ni,Pt) расположен в верховьях р. Няндомы в пределах Лантарской части Джугджурского анортозитового массива. На площади узла (220 км²) выявлены никель-медные с платиной (Батомгское – VI-6-12 и Няндомы – VI-6-14) и медные с платиной (Скелетное – VI-6-15) проявления, пункт минерализации платины с медью и серебряно-золоторудное проявление (р. Мукдакиндя). Все медно-никелевые проявления сосредоточены в градиентной зоне поля Δg в 15 мГал.

Рудовмещающей и одновременно рудоносной продуктивной формацией для платиново-никель-медного оруденения является габброанортозитовая. Оруденелые породы образуют либо слоеподобные тела сульфидизированных пегматоидных анортозитов в расслоенных габброанортозитах, либо субвертикальные штокверки в узлах пересечения разломов. Рудная формация – никель-медная сульфидная. Руды халькопирит-пирротиновые. Рудные минералы: пирротин, халькопирит, пирит, ильменит, пентландит, алтаит, герсдорфит, мончеит, сперрилит, галенит, молибденит. Содержание полезных компонентов: медь – от 0,1–0,46 до 1%, в единичных случаях по штучным пробам – 3,88%, никель – 0,1–0,88%, кобальт – до 0,1%, платина – 0,1–1,12 г/т, палладий – 0,1–2,8 г/т, цинк – 0,5–1%, свинец – до 1% [323, 36, 208, 348, 405].

Прогнозные ресурсы меди, никеля, платины и палладия определены только по Батомгскому проявлению. Они отнесены к категории P₁ и составили: медь – 235 тыс. т, никель – 124 тыс. т, платина – 8,2 т, палладий – 16,8 т [348, 405]. В связи с низкими содержаниями полезных компонентов в минерализованных породах других рудных объектов и отсутствием требований к их бортовым содержаниям, прогнозные ресурсы категории P₃ в целом по узлу не определены.

Таким образом, на территории листа О-53 в процессе минерагенических исследований выделено 37 рудных узлов, из которых 15 прогнозируемых. В результате оценки прогнозных ресурсов последних и значимости некоторых рудоконтролирующих факторов – геологических, геофизических, дистанционных – прогнозируемые узлы могут быть разделены на две группы: 1) узлы, рекомендуемые для постановки прогнозно-поисковых работ первой очереди (Лугун-Пуханильский, Авланджинский, Ньюбкинский, Тырманский, Секталинский); 2) узлы, в которых прогнозно-поисковые работы целесообразно продолжить во вторую очередь (Иниканский, Ловийский, Архайский, Амуликано-Хайканский, Челасинский, Большекомуйский, Меридиональный, Одола-Бургалинский, Утукачанский, Няндоминский).

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Специализированных региональных гидрогеологических исследований на территории листа не проводилось. Сведения о ее гидрогеологических условиях основываются на материалах по подземным водам, полученных в процессе ГСР-200 и ГСР-50.

По принятому для Хабаровского края и сопредельным территориям гидрогеологическому районированию [33, 297] район принадлежит к Восточно-Сибирской артезианской, Верхояно-Колымской складчатой и Алдано-Становой складчато-глыбовой гидрогеологическим областям. Все области находятся в зоне влияния многолетней мерзлоты в основном сплошного, а в крайней юго-восточной части территории – островного типа. Мощность многолетнемерзлых пород (ММП) в зоне сплошной мерзлоты колеблется от 100–200 м на юге до 400 м на севере, в зоне островной – от 25 до 100 м [474]. По данным бурения, на руднике Тас-Юрях она составляет 280 м [321].

Во всех гидрогеологических областях первым от поверхности залегает относительно водоносный *криогенно-таликовый верхнеплейстоцен-голоценовый горизонт аллювиальных отложений русел, пойм и низких террас*, занимающий днища долин крупных и средних рек (Алдан, Юдома, Мая, Северный Уй, Маймакан, Батомга, Учур, Тотта, Челасин и др.). Основная роль принадлежит поровым и порово-пластовым водам таликовых зон в русловых и пойменных песчано-гравийно-галечных и валунно-галечных отложениях мощностью до 12 м. Водоупором для них служат многолетнемерзлые, а на участках таликов – коренные породы. Глубина залегания подземных вод изменяется от 0,3–1 до 3–4 м, а в местах пересечения реками закарстованных участков они, как правило, отсутствуют. Дебиты родников 0,1–1,5 л/с, редко достигают 3 л/с. Питание вод осуществляется за счет атмосферных осадков, оттаивания ММП в летний период, подтока речных вод во время паводков, а также вод из зон трещиноватости и карстовых полостей коренных пород. Воды аллювиальных отложений обычно без цвета, запаха и вкуса, гидрокарбонатные натриево-кальциевые или кальциево-магниевые с минерализацией 0,03–0,3 г/дм³; рН – 5,2–7,8, жесткость 0,21–5 мг-экв/дм³. Они перспективны для организации водоснабжения.

Песчано-гравийные образования более высоких террас в долинах рек обычно сдренированы и заморожены. Подземные воды в них наблюдаются в виде редких родников с дебитом до 0,2 л/с, функционирующих лишь в летний период в пределах деятельного слоя, оттаивающего на глубину до 2,5 м.

На территории листа широко распространен *относительно водоносный криогенно-таликовый верхненеоплейстоцен-голоценовый комплекс пролювиальных и делювиальных отложений* мощностью до 20 м (валуны, глыбы, щебень, дресва, суглинки, супеси), слагающих конусы выноса и пролювиально-делювиальные шлейфы. Режим и дебит вод этого комплекса целиком зависит от количества выпавших атмосферных осадков и интенсивности оттаивания деятельного слоя. Родники функционируют только летом, их дебит 0,1–0,5, редко до 2 л/с. Воды пресные, обычно мутные с минерализацией не более 0,1 г/дм³, по составу гидрокарбонатные кальциевые или кальциево-магниевые.

Восточно-Сибирская гидрогеологическая артезианская область занимает около 60% территории листа. В ней выделяются Вилуйский и Учуро-Майский криогенные артезианские бассейны.

Вилуйский криогенный артезианский бассейн (I₁) приурочен к одноименной синеклизе. В верхней части разреза он представлен в основном относительно водоносным криогенно-таликовым нижне-среднеюрским терригенным комплексом (J₁₋₂). Водовмещающими являются трещиноватые песчаники, гравелиты, конгломераты, редко известняки, а водоупорами – прослойки аргиллитов и алевролитов. Воды в основном трещинно-пластовые подмерзлотные, таликовые и надмерзлотные. Источники нисходящие, с дебитом 0,5–1,5 л/с. По составу воды гидрокарбонатные натриево-кальциево-магниевые с минерализацией 0,02–0,1 г/дм³ [93].

Учуро-Майский криогенный артезианский бассейн (I₂) распространен в западной и центральной частях территории листа и включает два водоносных комплекса: венд-кембрийский карбонатный и рифейский карбонатно-терригенный. Пространственно площади обоих комплексов обычно совмещены (RF–С).

Относительно водоносный криогенно-таликовый венд-кембрийский карбонатный комплекс занимает около 50% площади Учуро-Майского бассейна. Трещинно-пластовые и карстовые, реже трещинно-жильные подземные воды приурочены в основном к образованиям чайской, усть-майской свит и юдомской серии. Водовмещающие породы – доломиты, известняки, мергели, песчаники. Верхним водоупором здесь служат многолетнемерзлые породы, нижним – аргиллиты и алевролиты нижней части разреза юдомской серии.

Характерной особенностью комплекса является интенсивная закарстованность карбонатных пород, что способствует усиленной циркуляции подземных вод и образованию таликов. Протяженность одной из самых крупных карстовых котловин – Большой Мар-Кюель – 25 км; площади карстовых котловины Малый Мар-Кюель и междуречья Гекан–Учур составляют соответственно 150 и 50 км² [33, 151 и др.]. Междуречье Курунах–Улак характеризуется высокой закарстованностью. Здесь встречаются как сухие, так и заполненные водой воронки размером 50×35 м и глубиной более 5 м. Реки, протекающие по таким территориям, часто «проваливаются» в карстовые полости (р. Ардых) и внезапно появляются с непропорционально большим выносом воды (р. Сэлиндэ) [33].

На участках отсутствия карстовых пустот накопление вод в карбонатных породах происходит в порах и трещинах. Значительной пористостью обладают доломиты юдомской серии – до 1,1–14,4%.

Источники, приуроченные к венд-кембрийскому комплексу, в основном нисходящие, с дебитами от 0,02 до 4 л/с. Родники, размещающиеся вдоль разрывных нарушений, имеют напорный характер и не замерзают зимой, их расход постоянен (2–3 л/с), в зимний период они образуют наледи (долины рек Джанда, Чыян, Улахан, Кыра-Крестях, Лаки и др.) протяженностью до 3 км, шириной 0,1–0,5 км и мощностью льда до 3 м. Дебиты родников резко возрастают в местах разгрузки закарстованных карбонатных пород. Так, разгрузка вод карстовой котловины Эндэ-Кюель (правый борт долины р. Джанда) осуществляется в виде родника с расходом 100 л/с [109].

Питание подземных вод комплекса осуществляется в основном за счет атмосферных осадков и поверхностных вод.

По химическому составу воды комплекса гидрокарбонатные кальциево-натриевые, натриево-кальциевые или натриево-магниевые-кальциевые, от слабощелочных (рН = 6,5–7,6).

По результатам многочисленных химических анализов проб вод из пород венда, их солевой состав выражен формулой: $M_{0,12} \frac{HCO_3 67 - 72SO_4 15 - 22Cl2 - 4}{Na25 - 60Ca28 - 70Mg5 - 12}$,

из пород кембрия – $M_{0,03-0,3} \frac{HCO_3 93 - 100ClO - 5}{Ca11 - 92Na39 - 80Mg0 - 36}$ [96, 109, 141 и др.].

Относительно водоносный криогенно-таликовый рифейский карбонатно-терригенный комплекс широко распространен в центральной и западной частях территории листа. Он представлен надмерзлотными и подмерзлотными трещинно-пластовыми, пластово-карстовыми, реже трещинно-жильными подземными водами, приуроченными к залегающим горизонтально или слабонаклонно пластам песчаников, гравелитов, конгломератов, известняков, доломитов, чередующихся с пластами водоупорных пород – алевролитов, аргиллитов, кремнисто-глинистых пород уянской, учурской, аимчанской, керпыльской, лахандинской и уйской серий. В гидрогеологическом отношении отложения комплекса лучше всего изучены в центральной части листа, где преобладают образования среднего и верхнего рифея. Здесь комплекс состоит из нескольких этажно расположенных водоносных горизонтов, характеризующихся своими особенностями состава, минерализации подземных вод и степени обводненности пород. В карбонатных породах последняя обусловлена их закарстованностью. Наиболее интенсивно карстовые процессы развиты в доломитах верхней части керпыльской серии (ципандинская свита) и несколько меньше в известняках лахандинской серии. Дебиты родников, связанных с пластово-карстовыми водами, 1–3 л/с, а в зонах тектонических нарушений – от 5 до 30 л/с (долина р. Кандык, верховье р. Большой Аим, бассейн р. Игникан). В бассейне среднего течения р. Мая с разгрузкой пластово-карстовых вод связано развитие незамерзающих марей.

Источники трещинно-пластовых вод редки, и их дебит не превышает 1,0 л/с.

Выходы трещинно-жильных вод фиксируются по многочисленным наледям, полностью стаивающим к середине или концу лета. Особенно часто наледи встречаются в долинах рек Аим, Керпыль, Конкюй, Учас, Алдыкан, Талындая, Юкатели, Уэся-Уона. Их протяженность составляет 1–3 км, ширина 0,1–1,0 км и мощность льда 2–3 м.

По химическому составу пластово-карстовые и трещинно-пластовые воды, связанные с карбонатными образованиями: гидрокарбонатные каль-

циево-магниевого ($M_{0,27} \frac{HCO_3 91}{Mg49Ca - 41}$), трещинно-жильные воды из терригенных пород уйской серии – гидрокарбонатно-сульфатные со смешанным катионным составом $M_{0,17-0,18} \frac{HCO_3 82 - 86SO_4 8 - 9Cl 6 - 9}{Mg40Ca31 - 36Na22 - 24}$.

Питание подземных вод комплекса осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и талых вод [6, 5, 142, 152 и др.].

В составе Учуро-Майского бассейна выделяется *Улканский гидрогеологический подрайон* (I_2), расположенный на юге территории и отвечающий одноименному нижнепротерозойскому терригенно-вулканогенному прогибу (PR_1). Он представлен относительно водоносным криогенно-таликовым вулканогенно-терригенным комплексом. Водовмещающие терригенные образования топориканской свиты и вулканогенные – улкачанской и элгэ-тэйской свит залегают горизонтально или слабонаклонно. Они вмещают крупные интрузивы гранитоидов. Данных о водоносности комплекса мало. Наиболее крупный (около 5 л/с) выход подмерзлотных трещинно-пластовых вод, приуроченный к песчаникам топориканской свиты, наблюдался на правом берегу р. Улкан [24]. В других местах выходы подземных вод, вероятно, в основном подмерзлотных трещинно-жильных, фиксируются небольшими наледями, сходящими к концу лета. О химическом составе вод сведения отсутствуют.

Верхояно-Колымская гидрогеологическая складчатая область расположена в восточной части территории листа и представлена Юдомо-Майским и Южно-Верхоянским криогенными гидрогеологическими районами. В обоих районах распространены в основном надмерзлотные и подмерзлотные трещинные, трещинно-пластовые, трещинно-жильные, а в Юдомо-Майском районе, кроме того, трещинно-карстовые подземные воды.

Наибольшую площадь занимает *Юдомо-Майский криогенный район* (II_1), отвечающий одноименной СФЗ, сложенной карбонатными, в меньшей мере терригенными образованиями среднего рифея–силура (RF_2-S). Рифейские породы керпыльской, лахандинской и уйской серий смяты в узкие линейные преимущественно антиклинальные складки, разделенные широкими мульдообразными структурами, выполненными образованиями венда–верхнего кембрия. В линейных складчатых структурах распространен относительно водоносный криогенно-таликовый комплекс зоны трещиноватости рифейских терригенно-карбонатных образований. В гидрогеологическом отношении наибольший интерес представляют карбонатные

породы, которые часто закарстованы, а также зоны разломов с многочисленными выходами трещинно-жильных подземных вод.

Источники, приуроченные к закарстованным карбонатным породам, широко распространены в долинах рек Левая Айля, Северный Уй, Тотта, Нет. Они функционируют круглый год. Их дебит от 2–3 до 10 л/с. Дебиты родников трещинно-жильных вод 0,5–3, редко до 8 л/с. С этими родниками связаны многочисленные наледи в долинах рек Турча, Диктондя, Инникан, Чуя и др. с мощностью льда до 4 м и протяженностью до 3 км при ширине до 0,5 км.

Аналогичные источники подземных вод наблюдаются в узких линейных структурах, сложенных ордовикскими и силурийскими карбонатными породами [5, 111 и др.].

Воды комплекса гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниево-натриевые, слабоминерализованные. Солевой состав их из источника в до-

лине р. Малый Комуи: $M_{0,27} \frac{HCO_3,83SO_4,17}{Ca48Mg40Na12}$.

В мульдообразных структурах, представляющих собой малые артезианские бассейны трещинно-карстовых и трещинно-пластовых подземных вод, наиболее обводнены карбонатные породы юдомской серии венда и пестроцветной свиты нижнего кембрия. Источники, связанные с ними, обычно выходят из карстовых пустот и не замерзают в зимний период. Их дебит варьирует от 2 до 20 л/с [68]. С карстовыми пустотами связано исчезновение водотоков, впадающих в р. Горби, которые появляются на поверхности через 300–400 м от мест исчезновения. В низовьях эта река не замерзает, что связано с подпиткой ее мощными выходами карстовых подземных вод [33].

В составе Юдомо-Майского района находится *Билякчанский криогенный блок* (II₁) надмерзлотных и подмерзлотных трещинных и трещинно-жильных подземных вод в зонально метаморфизованных нижнерифейских терригенных породах и базальтах (RF₁). Источники этих вод обычно приурочены к подножиям склонов, и дебиты их не превышают 0,5 л/с [111].

Южно-Верхоянский криогенный гидрогеологический район (II₂) расположен в северо-восточной части территории листа в границах одноименной СФЗ. В нем распространены в основном терригенные образования (алевролиты, песчаники, аргиллиты, редко конгломераты) карбона и перми (С–Р) и лишь в Ловийском подрайоне (II₂¹) – карбонатные породы ордовика и силура (О–S).

В связи с терригенными породами верхнего палеозоя находится относительно водоносный криогенно-галиковый комплекс зоны трещиноватости, представленный надмерзлотными и подмерзлотными трещинными и трещинно-жильными подземными водами. Водовмещающими являются пласты песчаников и конгломератов, водоупорными – алевролитов и аргиллитов. Источники вод этого комплекса с дебитом 0,05–1 л/с немногочисленны и действуют только в летнее время. Постоянно действующие слабонапорные выходы подмерзлотных трещинно-жильных вод приурочены к местам пересечения разломов речными долинами. Их дебиты иногда достигают 30 л/с [89]. В таких местах (долины рек Мопр, Кеатан, Ньюлик,

Иоткан, Мурындакит) часто формируются многолетние наледи протяженностью 0,5–3 км и мощностью льда 2–4 м. Воды комплекса слабоуглекислые, гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией до 0,18 г/дм³ [5, 89].

В Ловийском подрайоне гидрогеологические условия такие же, как и в линейных складчатых структурах Юдомо-Майского района.

Алдано-Становая гидрогеологическая складчатоглыбовая область расположена в южной части территории листа и сложена в основном архейскими метаморфическими породами, разновозрастными (раннеархейскими, раннепротерозойскими, меловыми) интрузивными и меловыми вулканогенными образованиями. Она представлена тремя криогенными гидрогеологическими районами: Батомгским (III₁), Алданским (III₂) и Джугджурским (III₃). Гидрогеологически они слабо изучены. По имеющимся данным, условия формирования подземных вод в них сходны. Трещинные, трещинно-жильные, реже трещинно-пластовые надмерзлотные и подмерзлотные воды связаны в основном с относительно водоносной криогенно-таликовой зоной трещиновости в породах разного состава и возраста. На юго-востоке Джугджурского района в Аяно-Шевлинском прогибе (III₃) отмечаются трещинно-карстовые подземные воды в известняках палеозоя (PZ).

Источники надмерзлотных вод функционируют только летом при оттаивании деятельного слоя на глубину до 5 м. Их дебиты в зависимости от количества выпавших атмосферных осадков колеблются от 0,01 до 0,5 л/с. Воды гидрокарбонатные магниево-кальциевые, кальциево-магниевые, натриевые или со смешанным катионным составом с минерализацией 0,02–0,2 г/дм³ [143 и др.].

Выходы подмерзлотных трещинно-жильных, возможно, и трещинно-пластовых вод фиксируются в основном по многочисленным наледям и редким источникам в долинах рек, функционирующим круглогодично. Наледи распространены в основном в долинах рек Учур, Уян, Маймакан, Батомга, Верхние и Нижние Конкули, Хайкан, Тонук, Инган, Ота. Их протяженность 0,3–1,5 км, ширина 0,1–0,5 км, мощность льда 2–5 м. Они обычно стаивают к концу лета. Дебиты функционирующих летом родников 0,2–3 л/с, а в зонах разломов в Джугджурском районе – до 5,5 л/с. Состав наледных вод гидрокарбонатный натриевый, кальциево-натриевый с минерализацией 0,09–0,18 г/дм³. В минерализованных зонах разломов состав

вод несколько иной и выражен формулой: $(M_{0,81} \frac{HCO_3 90 Cl 7 SO_4 3}{Na 75 Ca 17 Mg 8})$ [111].

Дебиты источников из карстовых пустот в известняках Аяно-Шевлинского подрайона достигают 40 л/с [36]. Состав трещинно-карстовых вод не изучен.

Таким образом, зона трещиноватости Алдано-Становой гидрогеологической области обладает в основном слабой водоносностью, и лишь подмерзлотные трещинно-жильные воды зон разломов вне наледей в какой-то мере могут служить объектами для водоснабжения.

В целом в пределах территории листа О-53 наиболее перспективными для организации водоснабжения могут считаться воды таликовых зон

в русловом и пойменном аллювии крупных и средних рек, пластово- и трещинно-карстовые воды вендских, кембрийских, ордовикских и силурийских карбонатных пород Учуро-Майского артезианского бассейна и Юдомо-Майского гидрогеологического района. В частности водоснабжение рудника Тас-Юрях осуществлялось за счет трещинно-карстовых вод в доломитах юдомской серии. Объем воды, получаемой из двух эксплуатационных скважин глубиной 250 и 280 м, составлял 45 м³/ч [321].

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

По результатам обработки материалов дистанционного зондирования, геоморфологических, геохимических [176, 477] и геоэкологических [475] исследований, с учетом существующей типизации ландшафтно-геологических систем, территория листа относится к бореальной резко континентальной группе ландшафтов. В ее пределах выделяются природные ландшафты гольцового предвысокогорья и горной тундры, горной тайги средне- и низкогорий, холмисто-увалистых и низкогорных плато, речных террас и пойм. Краткая характеристика их приводится в экспликации к эколого-геологической схеме.

Экзогенные геологические процессы (ЭГП), влияющие на экологическое состояние среды и проявленные на территории листа, типичны для северных районов Дальневосточного региона. В горных ландшафтах это осыпи, обвалы, сели, снежные лавины, курумы, почти повсеместные на крутых склонах альпинотипного высокогорья и средневысотных участках хребтов Улахан-Бом, Джугджур, Прибрежный, Улканский и Лурикан. Осыпи, плоскостной смыв, карстовые и солифлюкционные процессы широко распространены на склонах низких гор, эрозионно-денудационных и денудационных плато. В долинах рек на поверхности поймы и речных террас проявлены заболачивание, термокарст, пучение грунтов, морозное трещинообразование, в руслах водотоков – боковая и донная эрозия, затопление и наледообразование, на морском побережье – интенсивная абразия.

Ряд ландшафтов в той или иной степени затронут техногенным воздействием, в том числе и на геологическую среду (ГС). Наиболее интенсивно оно проявлено в долинах рек и эрозионно-денудационном среднегорье, в пределах которых в последние десятилетия велась или ведется добыча россыпного и рудного золота, платины, например, в пределах Кет-Капского, Чадско-Кондерского, Аллах-Юньского и Лантарь-Нячинского руднороссыпных районов. В долинах водотоков здесь нередко встречаются полностью уничтоженные первичный ландшафт или его элементы – русла, поймы, частично и надпойменные террасы, растительный и почвенный покровы. Рекультивация нарушенных земель проводится в неполном объеме, а на отдельных отработанных полигонах она вообще не проводилась. В результате отработки россыпей гидромеханическим способом возникли нооаккумулятивные и нооденудационные формы рельефа: системы гребней, одно- и двухъярусные внутренние отвалы, остаточные траншеи, выемки, плотины, дамбы. При добыче рудного золота и строительстве дорог

появились карьеры, отвалы горных пород, хвостохранилища. Наблюдается деформация земной поверхности с образованием новых криогенных форм: просадок, провалов, западин. Подрезка горных склонов может привести к активизации ЭГП.

Геохимическим опробованием на территории листа выявлено около 250 природных геохимических аномалий [176]. В 96% из них содержание токсичных элементов оценивается как допустимое. В моноэлементных аномалиях наиболее опасными загрязнителями донных осадков являются кадмий, бериллий, стронций. Полиэлементные аномалии представлены широким спектром природных химических загрязнителей всех классов опасности. Наибольшее количество таких аномалий зафиксировано в пределах хребтов Улканский, Прибрежный, Горностахский, Челат, Джугджур и их отрогов. В аномалиях с допустимой степенью загрязнения ($Z_c < 16$) токсичными элементами являются Mo, Pb, Cu, Sr, Cr, Co, Bi, B, P, Li, As. Содержание их в донных илах ниже фоновых значений. Умеренно опасное загрязнение ГС поллютантами ($Z_c > 16 < 32$) наблюдается в междуречьях Уян–Учур, Учур–Улкан. Спектр природных загрязнителей здесь представлен Co, Pb, Mo, P, Cr, Cu, Be, Li. В пределах этих же территорий известны аномалии с опасным уровнем загрязнения донных осадков поллютантами Mo, V, Co, Cu, Ni, W, Mn, Zn, Sn, Nb, Be, Pb, Ti, Ba, Sr, Cr, степень загрязнения которыми колеблется от 51 до 135.

Природные, преимущественно точечные, радиоактивные аномалии с интенсивностью гамма-излучения 50–100 и более 100 мкР/ч сосредоточены в большинстве случаев в пределах Тырканского блока и Улканского терригенно-вулканогенного прогиба. Наиболее многочисленны они в Тыркано-Учурской минерагенической зоне.

Согласно картам общего сейсмического районирования Российской Федерации ОСР-97-А [73] и ОСР-97-В [74], на территории листа выделяются 8-, 7-, 6- и 5-балльные сейсмические районы. Район с интенсивностью сотрясений менее 5 баллов охватывает северо-западную часть территории Учуро-Майского платообразного поднятия (бассейн р. Алдан), с интенсивностью 6 баллов – территорию того же поднятия в пределах бассейнов р. Аим, среднего течения р. Мая и приустьевого участка р. Юдома. Землетрясения интенсивностью 8 баллов предполагаются в междуречье р. Юдома и верхнего течения р. Мая. Остальная территория листа относится к зоне интенсивности сотрясений 7 баллов на средних грунтах шкалы MSK-64.

Экологическая оценка качества подземных вод территории листа основывается на изучении естественных условий защищенности подземных вод от загрязнения по особенностям строения зоны аэрации. Высокогорные и среднегорные участки горных хребтов с непрерывным (сплошным) развитием многолетнемерзлых пород (ММП) мощностью 300–500 м, выполняющих роль водоупора, характеризуются высокой степенью защищенности подмерзлотных подземных вод от загрязнения. В районах развития ММП мощностью 50–100 м с редкими таликовыми зонами (долины рек и морское побережье) степень защищенности подмерзлотных подземных вод от загрязнения средняя [475].

Прогнозируя изменения геологической среды в результате влияния хозяйственной деятельности человека или планируя мероприятия по оказанию посильного воздействия на экзогенные геологические процессы, нельзя обойтись без анализа и оценки устойчивости геологической среды и ее ландшафтных подразделений. Геодинамическая устойчивость этих подразделений оценивается по расчлененности и энергии рельефа, геодинамической и сейсмической обстановке, величине пораженности ЭГП. Геохимическая устойчивость ландшафтов оценивается в первую очередь по сорбционной способности рыхлых отложений. Все горно-таежные ландшафты, литогенной основой которых являются преимущественно скальные породы, как правило, геохимически устойчивы, а геодинамически малоустойчивы. Геолого-экологический потенциал платообразных и долинно-таежных ландшафтов, сложенных соответственно крупнообломочными породами с супесчано-суглинистым заполнителем и рыхлыми аккумулятивными образованиями, является среднеустойчивым.

Интегральная оценка экологического состояния геологической среды территории листа выполнена с учетом влияния на нее рассмотренных выше факторов: геоморфологического, гидрогеологического, криогенного, геодинамического, естественной радиоактивности, геохимического, неотектонического, техногенного, климатического. Исходя из характера и силы воздействия на различные участки территории того или иного фактора или их комплекса, выделены три типа районов, различающихся степенью геолого-экологической опасности. Имеющаяся информация о ГС предвысокогорных участков территории листа, а также в районах золотых и платиновых месторождений (Тас-Юрях, Рябиновое, Кондёр, Юровское и др.), поселков Нелькан, Югоренок и в бассейне верхнего течения р. Учур, где сконцентрированы интенсивные геохимические и радиоактивные аномалии, позволяют считать эколого-геологическую обстановку их напряженной (около 7% территории листа). Территории среднегорных хребтов с повышенной сейсмичностью, развитым комплексом ЭГП, незначительным количеством геохимических и радиоактивных аномалий относятся к категории районов с удовлетворительным состоянием геологической среды (около 43% территории листа). На остальной территории, где распространен низкогорный и равнинный рельеф, а комплекс ЭГП и техногенное влияние носят очаговый и кратковременный характер, состояние геоэкологической среды относительно благоприятное (около 50% территории листа).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленный комплект ГГК-1000/3 листа О-53 во многом отличается от ранее изданных листов О-52, (53) [27] и О-(53), 54 [28] Геологической карты новой серии, что связано как с изменившимися требованиями к содержанию Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения, так и с появлением новых геологических материалов регионального характера. В частности на всю территорию листа были составлены серийные легенды ГГК-200/2, в которых переинтерпретированы материалы прошлых этапов геологического изучения района в свете решений межведомственных стратиграфических и петрографических совещаний. На их основе в 2002 г. была подготовлена, а в 2008 г. усовершенствована Легенда Дальневосточной серии листов ГГК-1000/3. Существенным моментом при составлении комплекта ГГК-1000/3 является использование компьютерных технологий, обеспечивающих графическое изображение геологической, минерагенической и сопутствующей им ситуации в полном соответствии с исходным фактическим материалом.

Основные результаты работ по созданию комплекта ГГК-1000/3 листа О-53 и отличия его от Геологической карты новой серии заключаются в следующем: более полно охарактеризованы картографируемые геологические подразделения, для них составлена схема корреляции, и с большей точностью они отображены на геологической карте; большая часть стратиграфических образований объединены в серии, являющиеся картографируемыми объектами в масштабе карты; магматические образования расчленены на вулканические и плутонические комплексы, возраст большинства из которых обосновывается радиогеохронологическими методами; в соответствии с региональными схемами геолого-структурного районирования [436] упорядочены и уточнены ареалы их распространения; получены данные о возрасте интрузивных комплексов Батомгского выступа кристаллического фундамента Сибирской платформы; на карте полезных ископаемых помещены 739 объектов, в том числе 112 месторождений, 253 проявления, 298 пунктов минерализации, 51 шлиховой и 25 вторичных геохимических ореолов и потоков рассеяния; месторождения и перспективные проявления охарактеризованы в объяснительной записке, исчерпывающая информация по всем объектам приведена в сопровождающей базе данных; впервые составлена карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых; проведено минерагеническое районирование территории; выделено 36 рудных узлов, из которых 15 прогнозируемых; по ним подсчитаны

прогнозные ресурсы преимущественно золота и серебра; проведена общая оценка минерально-сырьевого потенциала минералогических подразделений; получены данные о возможном приросте прогнозных ресурсов полезных ископаемых категории Р₃, в т. ч. золота – 284,0 т, серебра – 2528 т, меди – 862,5 тыс. т; для восьми наиболее перспективных рудных узлов (Лугун-Пуханский, Авланжинский, Нюбкинский, Секталинский, Иниканский, Ловийский, Тырканский, Чадский) составлены паспорта учета перспективных объектов, согласованные в Дальнедра и апробированные во ВСЕГЕИ; впервые дана эколого-геологическая характеристика района; созданы базы данных: полезных ископаемых, палеонтологическая, палинологическая, радиогеохронологических датировок, петрохимических данных, опорных разрезов, а также метаданных.

Вместе с тем ряд вопросов геологии и минерагении территории все еще остается нерешенным: недостаточно обоснованы представления об архейском возрасте метаморфитов фундамента Сибирской платформы; имеющиеся радиологические датировки допускают более поздний (раннепротерозойский) возраст кристаллических образований Батомгского выступа; в недостаточной мере обосновано выделение субвулканических интрузивов в Верхнеучурской вулcano-плутонической зоне; обоснованность расчленения четвертичных образований района фактическим материалом не соответствует современным требованиям к изучению квартера; практически отсутствуют надежные изотопные датировки магматических комплексов; не проводилось специализированных региональных гидрогеологических исследований.

Анализ геологических и минерагенических, геохимических и геофизических данных, проведенный при составлении комплекта ГГК-1000/3, позволяет дать рекомендации по дальнейшему изучению территории с целью повышения ее минерагенического потенциала.

1. Провести ГДП-200 на территории листов О-53-ХІХ, -ХХ, -ХХІ, где сосредоточены многочисленные месторождения и проявления золота, известна крупная россыпь платины, а геологическая и геохимическая основы на бóльшую их часть составлены по материалам 1960-х годов и не отвечают современным требованиям. Немаловажным фактором к проведению ГДП является относительно развитая автотодорожная сеть на этой территории.

2. Составить ГГК-200/2 листов О-53-ХХХІV, -ХХХV, геологические карты первого поколения которых были подготовлены к изданию также в 1960-е годы и не отвечают современным данным о геологии и минерагении района, полученным в 1980-е годы при выполнении ГГС-50 с общими поисками и поисковыми работами на перспективных участках, которыми охвачено 85% их территории.

3. Провести прогнозно-поисковые работы на золото в Авланжинском, Нюбкинском, Секталинском и Чадском узлах, расположенных на территории листов О-53-ХХХІV, -ХХХV, рекомендуемых к созданию ГГК-200/2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Абрамов Б. С.* Биостратиграфия каменноугольных отложений Сетте-Дабана. – М.: Наука, 1970. 177 с.
2. *Абрамов Б. С., Григорьева А. Д.* Биостратиграфия и брахиоподы среднего и верхнего карбона Верхоянья. – М.: Наука, 1983. 168 с.
3. *Алексеев В. Р., Жукова Е. Г.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист О-53-XXXIV. Серия Джугджурская. Объяснительная записка. – М.: Союзгеолфонд, 1985. 96 с.
4. *Алексеев В. Р., Жукова Е. Г., Чирикова Т. П.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Майская. Лист О-53-XII. Объяснительная записка. – М.: Аэрогеология, 1978. 71 с.
5. *Алексеев В. Р., Калимулин С. М.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист О-53-XXII. Серия Алданская. Объяснительная записка. – М.: Союзгеолфонд, 1982. 90 с.
6. *Алексеев В. Р., Попов М. Я., Кашина Г. М.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Майская. Лист О-53-XVI (Ципанда). Объяснительная записка. – М.: Аэрогеология, 1977. 82 с.
7. *Алексеев В. Р., Попов М. Я., Кашина Г. М.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Майская. Лист О-53-XVII. Объяснительная записка. – М.: Союзгеолфонд, 1985. 90 с.
8. *Андреев Г. В.* Кондерский массив ультраосновных и щелочных пород. – Новосибирск: Наука, 1987. – 750 с.
9. *Атласов И. П.* Геологические исследования района Ботомских железорудных месторождений // Маг-лы Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института. Серия Полезные ископаемые. Сб. 2. – б. м., 1935. 74 с.
10. *Афанасьев М. Г.* Стратиграфия пермских отложений Южного Верхоянья // Палеозой Дальнего Востока. – Хабаровск, 1977. С. 189–201.
11. *Бакулин Ю. И., Буряк В. А.* Металлогения золота. – Владивосток: Дальнаука, 1998. 125 с.
12. *Беневольский Б. И.* и др. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов, алмазов, благородных и цветных металлов. Выпуск «Золото». – М.: ЦНИГРИ, 2002. 128 с.
13. *Беляева Г. В., Переверзев Л. Р.* Первые находки археоциат в иниканской свите Юдомо-Майского прогиба // Тихоокеанская геология, 1989, № 5, С. 90–93.
14. *Беляева Г. В., Репина Л. В., Переверзев Л. Р.* Иниканчанская свита верховьев р. Май // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. – Хабаровск: ГКП ПГО Дальгеология, 1990. – С. 50–52.
15. *Бирюков В. М.* Магматические комплексы линейного и концентрического типов. – Владивосток: Дальнаука, 1997. 268 с.

16. *Бирюков В. М., Горнов П. Ю., Иванов Г. И.* Первая находка алмазов в глубинных ксенолитах восточной окраины Сибирской платформы // ДАН СССР, 1989, т. 305, № 5. С. 1190–1193.
17. *Бобин Е. С.* Геология Алдан-Аллах-Юньского междуречья. (Труды треста «Золото-разведка и Нигризолото», вып. 12). – б. м., 1939. С. 49–79.
18. *Богданова Н. Г., Тронева Н. В.* и др. О первой находке метаморфического осумилита в СССР // ДАН СССР, 1980, т. 250, № 3. С. 690–693.
19. *Богомолов М. А.* Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите // Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. – М.: Наука, 1968. С. 312–363.
20. *Быховский Л. З., Потанин В. М.* Геолого-промышленные типы редкометалльных месторождений // РИС ВИМС. – М., 2009, № 38. 159 с.
21. Вопросы геологии Азии. Том 1. – М., 1954. 448 с.
22. *Гамалея Ю. Н., Забродин В. Е.* Древнейшие отложения осадочного чехла юго-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1967, № 4. С. 12–19.
23. *Гамалея Ю. Н., Забродин В. Е., Коген В. С.* Раннесинийские вулканогенно-осадочные отложения юго-восточной части Алданского щита // ДАН СССР, 1963, т. 152, № 3. С. 690–692.
24. *Гамалея Ю. Н., Коген В. С., Онищенко В. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист О-53-XXXIII. Серия Алданская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1971. – 60 с.
25. *Гамалея Ю. Н., Лосев А. Г., Попов М. Я.* О древнейших отложениях чехла юго-востока Сибирской платформы // Советская геология, 1969, № 4. С. 137–144.
26. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. Масштаб 1:2 500 000. Объяснительная записка / М. В. Мартынюк, А. Ф. Васькин, А. С. Вольский и др. – Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1991. 51 с.
27. Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист О-52, (53) – Томмот / Отв. ред. Е. П. Миронюк. – Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1986. 128 с.
28. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист О-(53), 54 – Охотск / Отв. ред. А. Л. Ставцев. – Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1986. – 128 с.
29. Геологическая карта Якутии. Масштаб 1:500 000. Южно-Верхоянский блок. Листы О-53-А,-Б; Р-53-В,-Г / Гл. редактор В. А. Ян-жин-шин. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1995.
30. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. Восток СССР / Под ред. Л. И. Красного и В. К. Путинцева. – Л.: Наука, 1984. 560 с.
31. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Часть 1. Геологическое описание / Ред. Л. И. Красный. – М.: Недра, 1966. 736 с.
32. Геология СССР. Т. XIX. **Хабаровский край и Амурская область. Полезные ископаемые** / Ред. В. В. Онихимовский. – М.: Недра, 1973. 271 с.
33. Гидрогеология СССР. Т. XXIII. Хабаровский край и Амурская область / Ред. Н. А. Маринов. – М.: Недра, 1971. 514 с.
34. *Гольденберг В. И.* Стратиграфия среднепалеозойских отложений западного обрамления Охотского моря в районе Аяна // Сов. геология, 1968, № 11. С. 37–43.
35. *Гольденберг В. И., Пугачева И. П., Григораиш Г. Ф.* и др. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Джугджурская. Лист О-53-XXXV. Объяснительная записка. – М.: Союзгеолфонд, 1969. – 67 с.
36. *Гольденберг В. И., Пугачева И. П., Неволин Б. И.* и др. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Джугджурская. Листы О-53-XXXVI, О-54-XXXI. Объяснительная записка. – М.: ВГФ, 1971. 115 с.

37. *Горошко М. В., Гурьянов В. А.* Рудная минерализация зоны предрифейского структурно-стратиграфического несогласия и нижнерифейского платформенного чехла Учуро-Майской впадины (юго-восток Сибирской платформы) // Тихоокеанская геология, 2007, т. 26, № 6. С. 93–110.

38. *Горошко М. В., Гурьянов В. А.* Мезо-неопротерозойские комплексы чехла юго-востока Сибирской платформы: условия образования и основные черты тектоники // Геотектоника, 2008, № 2. С. 80–96.

39. *Горошко М. В., Кириллов В. Е.* Новые данные по абсолютному возрасту редкометалльного оруденения юго-восточной части Алданского щита // Тр. ассоциации «Дальнедра», вып. 2. – Хабаровск: Дальнедра, 1992. С. 66–69.

40. *Горошко М. В., Осипов А. Л., Кириллов В. Е.* Предпосылки выявления новых видов полезных ископаемых в юго-восточной части Алданского щита // Тихоокеанская геология, 1995, № 2. С. 111–118.

41. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-53 – Шантарские острова. Объяснительная записка / В. Ю. Забродин, А. М. Бородин, В. А. Гурьянов, В. Н. Зелепугин и др. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2007. 448 с.

42. *Громов В. В., Громова Л. И.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Майская. Лист О-53-III. Объяснительная записка. – М.: Союзгеолфонд, 1982. 62 с.

43. *Гурович В. Г., Землянухин В. Н., Емельяненко Е. П.* Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. – М: Наука, 1994. 176 с.

44. *Гурская Л. И.* Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.

45. *Гурьянов В. А.* Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). – Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.

46. *Гурьянов В. А., Rogанов Г. В., Зелепугин В. Н.* Результаты изотопно-геохронологических исследований раннекембрийских образований юго-восточной части Алдано-Станового щита и их геологическая интерпретация // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. – Хабаровск: ООО «Хабаровское УПП ВОС», 2007. С. 142–144.

47. *Дзевановский Ю. К.* Разрез кембрийских отложений северной окраины Алданской плиты и прилегающей к ней складчатой области // ДАН СССР, 1939, т. 24, № 3. С. 157–168.

48. *Дзевановский Ю. К.* Существует ли протерозой на востоке Алданской плиты? // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1943, № 3. С. 45–48.

49. *Дзевановский Ю. К.* Геология восточной окраины Алданской плиты // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, 1946, вып. 19. С. 120–148.

50. *Долгих Т. С.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, лист О-52-XXXVI. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. 101 с.

51. *Домохотов С. В.* Биостратиграфия верхней перми и мезозоя Восточного Верхоянья // Тр. НИИГА: Палеонтология и стратиграфия. – Л., 1958, вып. 9. С. 3–120.

52. *Ельянов А. А.* Массивы ультраосновных и щелочных пород Алданского щита и Южного Верхоянья. Канд. дисс. – М., 1968. 267 с.

53. *Ельянов А. А., Андреев Г. В.* Магматизм и металлогения платформенных областей многоэтапной активизации. – Новосибирск: Наука, 1991. 168 с.

54. *Ельянов А. А., Моралев В. М.* Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // ДАН СССР, 1961, т. 141, № 3. С. 467–469.

55. *Ельянов А. А., Моралев В. М.* О возрасте массивов ультраосновных щелочных пород Алданской и Южноверхоянской провинций // Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 10. С. 15–23.

56. Жукова Е. Г. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист О-53-ХІІІ. Объяснительная записка. – М.: Аэрогеология, 1977. 54 с.
57. Забродин В. Е. О ранних этапах развития чехла юго-востока Сибирской платформы // Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 3. С. 121–125.
58. Закономерности размещения и условия образования **Си-Ау-порфировых месторождений** Северо-Востока России / А. В. Волков, Н. Е. Савва, А. А. Сидоров и др. // Геология рудных месторождений, 2006, т. 48, № 6. С. 512–539.
59. Зленко Н. Д., Нужнов С. В., Шпак Н. С. Стратиграфия и вулканизм позднего докембрия юго-востока Сибирской платформы // Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 64–70.
60. Золотоносность вулканоплутонических зон юго-востока Сибирской платформы и физико-химические условия образования месторождений / М. В. Горошко, В. А. Гурьянов и др. // Тихоокеанская геология, 2009, т. 28, № 6. С. 3–22.
61. Золото-серебряносный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс / А. А. Сидоров, А. В. Волков, В. Ф. Белый, В. Ю. Алексеев и др. // Геология рудных месторождений, 2009, т. 51, № 6. С. 492–507.
62. Золото-серебряные месторождения и рудные комплексы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса / А. А. Сидоров, В. Ф. Белый, А. В. Волков и др. // ДАН РФ, 2009, т. 427, № 6. С. 814–820.
63. Золото-серебряные месторождения Северо-Восточной Азии: типы, минерально-геохимические особенности и перспективы их рационального освоения / В. И. Гончаров, В. Н. Гамянин, Н. Е. Савва и др. // Золоторудные месторождения Востока России. – Магадан, 2006. С. 4–16.
64. Зубков В. Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Джугджурская. Лист N-53-IV. Объяснительная записка. – М.: Гостехиздат, 1962. 64 с.
65. Изотопно-геохронологические исследования цирконов раннедокембрийских образований юго-восточной части Алдано-Станового щита: новые результаты, их геологическая интерпретация // Тихоок. геология, 2012, т. 31, № 2 / В. А. Гурьянов, Г. В. Роганов, В. Н. Зелепугин, Бережная Н. Г. и др. С. 3–21.
66. Искандерова А. Д., Миронюк Е. П., Нейман Л. А. Об архейском возрасте метаморфических пород Станового хребта // Геохимия, 1981, № 9. С. 71–73.
67. Казаков Г. А., Кнорре К. Г. Геохронология верхнего докембрия Учуро-Майского района Сибирской платформы // Геолого-радиологическая интерпретация нисходящих значений возраста (Труды XVI сессии). – М.: Наука, 1973. С. 192–207.
68. Калимулин С. М. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алданская. Лист О-53-ХХІІІ. Объяснительная записка. – М.: ВГФ, 1976. – 84 с.
69. Каретников А. С. К проблеме определения возраста массива Кондер // Тихоокеанская геология, 2005, т. 24, № 4. С. 76–83.
70. Каретников А. С. Палеомагнетизм ультрабазитов массива Кондер и оценка его возраста // Тихоокеанская геология. – 2009, т. 28, № 6. С. 23–42.
71. Карсаков Л. П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии. Докт. дис. – Хабаровск: ИТиГ, 1995. 88 с.
72. Карсаков Л. П., Гурьянов В. А., Горошко М. В. Стратиграфия нижних горизонтов гипостратотипа рифея (юго-восток Сибирской платформы) // Стратиграфия, геологическая корреляция, 2002, т. 10, № 1. С. 47–61.
73. Карта общего сейсмического районирования Российской Федерации ОСР-97-А масштаба 1:8 000 000. – М., 2000.
74. Карта общего сейсмического районирования Российской Федерации ОСР-97-В масштаба 1:8 000 000. – М., 2000.
75. Кицұл В. И., Дук В. Л., Балаганский В. В. и др. Эволюция эндогенных процессов в раннедокембрийских комплексах Алданского массива и Джугджуро-Становой области

- // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. – Новосибирск: Наука, 1983. С. 168–182.
76. *Клец А. Г.* Верхний палеозой окраинных морей Ангариды. – Новосибирск: Академ. изд-во «ГЕО», 2005. 239 с.
77. *Кокин А. В., Силичев М. К.* Литолого-петрохимические и геохимические особенности отложений, вмещающих стратиформное золото-кварцевое оруденение в юго-восточной Якутии // Литология и полезные ископаемые, 1987, № 3. С. 15–29.
78. *Коген В. С., Рунов Б. Е., Ставцев А. Л.* О формационной природе и корреляции метаморфических толщ Билякчанской зоны // Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. – Иркутск: Изд-во АН СССР, 1974. С. 164–165.
79. *Коген В. С., Рунов Б. Е., Ставцев А. Л.* Новые данные по геологии и рудоносности Билякчанской зоны разломов // Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 8. С. 113–123.
80. *Константиновский А. А.* Улканский и Билякчанской среднепротерозойские грабены юго-востока Сибирской платформы // Изв. АН СССР, сер. геол., 1974, № 4. С. 72–84.
81. *Константиновский А. А., Громов В. В., Рейтлингер А. С.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Приохотская. Лист О-54-ХІХ. Объяснительная записка. – М.: Аэрогеология, 1978. 79 с.
82. *Кошелкина З. В.* Стратиграфия юрских отложений Вилюйской впадины и Приверхоянского краевого прогиба // Тр. Моск. геол.-развед. института им. С. Орджоникидзе, 1959. Т. 33. С. 89–100.
83. *Кузнецов И. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алданская. Лист О-53-ХІХ. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1966. 46 с.
84. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-97 масштаба 1:8 000 000. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. – М., 1999. 57 с.
85. *Лазаренков В. Г., Ланда Э. А.* Признаки твердофазной природы внедрения Кондерского массива и проблемы мантийного диапиризма // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1992, № 6. С. 102–113.
86. *Ленников А. М.* Петрология Джугджурского анортозитового массива. – М.: Наука, 1968. 159 с.
87. *Ленников А. М.* Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. – М.: Наука, 1979. 163 с.
88. *Лосев А. Г.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алданская. Лист О-53-ХХ. Объяснительная записка. – М.: ВГФ, 1969. 90 с.
89. *Лосев А. Г., Лосева С. Е., Стельмахова Н. В.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Майская. Лист О-53-VІ. Объяснительная записка. – М.: Союзгеолфонд, 1984. 99 с.
90. *Лосева С. Е.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алданская. Лист О-53-ХХVІІ. Объяснительная записка. – М.: Союзгеолфонд, 1981. 90 с.
91. *Магнушевский Э. Л., Миронюк Е. П., Петров С. Г., Тимашков А. Н.* Интрузивные комплексы бассейна р. Учур // Проблемы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Тезисы докладов к IV Дальневосточному региональному петрографическому совещанию. – Южно-Сахалинск, 1988. С. 28–29.
92. *Манукян А. М., Потапов С. В.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алданская. Лист О-53-VІІІ. Объяснительная записка. – М.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1986. 48 с.
93. *Манукян А. М., Потапов С. В., Лобанова А. Ф.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Амгинская. Листы О-53-I, О-53-II. Объяснительная записка. – М.: Аэрогеология, 1981. 56 с.
94. *Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н., Рассказов Ю. П.* Магматические комплексы Становой складчатой области и схема их расчленения // Магматические и метаморфические

- комплексы Дальнего Востока СССР. Тезисы докладов на 1-м Дальневосточном петрографическом совещании. – Хабаровск, 1967. С. 106–110.
95. *Недашковский П. Г., Ленников А. М.* Петрология и геохимия алданских рапакиви. – М.: Наука, 1991. 133 с.
96. *Неволин Б. С.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Майская. Лист О-53-IV. Объяснительная записка. – М.: Союзгеолфонд, 1982. 87 с.
97. *Неволин Б. С., Потапов С. В., Ставцев А. Л.* Верхний протерозой (рифей) и нижний кембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы, Юдомо-Майского прогиба и Охотского срединного массива // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. – Новосибирск, 1978. С. 21–62.
98. Нефтегазосность юга Дальнего Востока и сопредельных регионов (сопоставительный анализ) / В. А. Буряк, Ю. И. Бакулин, В. Я. Беспалов, Врублевский А. А. и др. – Хабаровск, 1998. 282 с.
99. **Новый геолого-промышленный тип циркониевого оруденения (условия образования, перспективы использования)** / В. А. Буряк, В. Я. Беспалов, В. Н. Гагаев, Б. А. Зарубин и др. – Хабаровск: ЗАО «Антар», 1999. 216 с.
100. *Нужнов С. В.* Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. – М.: Наука, 1967. 159 с.
101. О возрасте ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Горноозерского и Поворотного массивов (Сетте-Дабан, Якутия) / А. Р. Энтин, В. М. Бирюков, А. И. Зайцев и др. // Геология и геофизика, 1991, № 7. С. 57–66.
102. **О «корнях» Au-Ag эпитермального оруденения на примере Пауховского рудогенного поля Детринского рудного района (Северо-Восток России)** / А. А. Сидоров, А. В. Волков, В. Ю. Прокофьев и др. // Докл. РАН. – 2009, т. 425, № 3. С. 361–366.
103. *Орлова М. П.* Геологическое строение и генезис Кондерского ультрамафитового массива // Тихоокеанская геология, 1991, № 1. С. 80–88.
104. *Орлова М. П., Андреева О. И.* и др. Новые данные по радиологическому датированию Кондерского массива и вмещающих его пород (восточная часть Алданского щита) // ДАН СССР, 1978, т. 240, № 3. С. 677–680.
105. *Панских Е. А., Гурулев С. А., Мошкин В. Н.* Анортзитовое глиноземное сырье Дальнего Востока // Новые небокситовые виды глиноземного сырья. – М.: Наука, 1982. С. 55–64.
106. Петрология мезозойского монцонит-сиенитового магматизма Кет-Капско-Юнской магматической провинции Алданского щита / В. Ф. Полин, В. Г. Сахно, Г. П. Сандимирова, Л. С. Цурикова // ДАН РФ 2008, т. 418, № 1. С. 74–80.
107. *Понамарев В. Г.* Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда юго-восточной Якутии. – Новосибирск: Наука, 1979. – 232 с.
108. **Постановление Межведомственного стратиграфического комитета России по стратиграфическим схемам докембрия, палеозоя и мезозоя Северо-Востока России.** Принято на Расширенном заседании Бюро 17 апреля 2003 г. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2003.
109. *Потапов С. В., Лобанова А. Ф.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист О-53-VII. Серия Алданская. Объяснительная записка. – М.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1981. 64 с.
110. *Потапов С. В., Лобанова А. Ф.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алданская. Лист О-53-XIV (Устье р. Омня). Объяснительная записка. – М.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1984. 65 с.
111. *Потапов С. В., Лобанова А. Ф.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Майская. Листы О-53-XVIII (Курун-Урях), О-53-XXIV. Объяснительная записка. – М.: Союзгеолфонд, 1989. 119 с.
112. *Потапов С. В., Лобанова А. Ф.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Серия Майская. Лист О-53-X (Усть-Юдома). Объяснительная записка. – М.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1998. 62 с.

113. *Потапов С. В., Лобанова А. Ф., Манукян А. М.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-53-VIII (верхове р. Челака). – М.: Аэрогеология, 1980.
114. Потенциал золотоносности Яно-Колымской провинции / Б. К. Михайлов, С. Ф. Стружков, В. В. Аристов, М. В. Наталенко и др. // Руды и металлы, 2007, № 5. С. 4–17.
115. *Рафаилович М. С.* Перспективы выявления в Казахстане близповерхностных месторождений золота нетрадиционных типов // Руды и металлы, 2009, № 5. С. 24–35.
116. Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Владивосток, 1978 г.). Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. – Магадан, 1982. – 182 с.
117. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. – Хабаровск, 1994. 124 с.
118. *Роганов Г. В., Карсаков Л. П.* Апатитоносность раннего докембрия Алдано-Станового щита. – Хабаровск, 1991. 96 с.
119. *Розанов А. Ю., Гогин И. Я.* Кембрийская система. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований // Постановления МСК и его постоянных комиссий. – СПб., 2008. С. 28–35.
120. Рудообразование в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе / А. В. Волков, А. А. Сидоров, В. Ф. Белый, В. Ю. Алексеев // ДАН РФ, 2009, т.?, № ?. С. 721–724.
121. *Самозванцев В. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Майская. Лист О-53-XI. – М.: ВГФ, 1971. 76 с.
122. *Семихатов М. А.* Верхний докембрий // Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления МСК и его постоянных комиссий. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. С. 15–27.
123. *Семихатов М. А., Комар В. А., Серебряков С. Н.* Юдомский комплекс стратотипической местности. (Труды ГИН АН СССР, вып. 210). – М.: Наука, 1970. 208 с.
124. *Семихатов М. А., Серебряков С. Н.* Сибирский гипостратотип рифея. (Труды ГИН АН СССР, вып. 367). – М.: Наука, 1983. 223 с.
125. *Сизяков В. Н., Шморгуленко Н. С., Смирнов М. Н.* Способы комплексной переработки алюмосиликатных пород для производства глинозема и других продуктов // Нефелиновое сырье. – М.: Наука, 1978. С. 168–172.
126. *Склярва Г. Ф.* Закономерности развития и перспективная оценка стратиформного свинцово-цинкового оруденения на территории Дальнего Востока // Руды и металлы, 2008, № 6. С. 18–27.
127. *Смелов А. П.* Метаморфизм в архее и протерозое Алдано-Станового щита. Автореф. докт. дис. – Новосибирск, 1996. 24 с.
128. *Соболев А. Е.* Докембрийские мафиты Южного Верхоянья // Советская геология. – 1989, № 5. С. 95–100.
129. *Соболев А. Е.* Вендские мафиты и минерогения Южного Верхоянья // ДАН СССР, 1992, т. 327, № 4–6. С. 557–560.
130. *Соболев А. Е., Игошина И. И.* Фосфоритоносные формации южной части Юдомо-Майского прогиба // Геология и геофизика, 1988, № 9. С. 113–117.
131. *Ставцев А. Л.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Джугджурская. Лист О-53-XXIX. – М.: Недра, 1971.
132. *Ставцев А. Л.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Джугджурская. Лист О-53-XXX. Объяснительная записка. – М.: ВГФ, 1978. 100 с.
133. *Старников А. И.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Майская. Лист О-53-V. Объяснительная записка. – М.: Союзгеолфонд, 1990. 114 с.
134. *Старников А. И., Филатов А. В.* Ордовикские отложения северной части Кыллахского поднятия // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. – Хабаровск, 1990. С. 55–57.

135. *Стружков С. Ф., Константинов М. М.* Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. – М.: Научный мир, 2005. 318 с.
136. *Сухоруков В. И.* Опорные разрезы верхнего рифея хр. Улахан-Бам // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 23–65.
137. *Сухоруков В. И.* Геология верхнерифейских и вендских образований Сетте-Дабана (Якутия) // Автореф. канд. дис. – Якутск: ГУГПП «Восточно-Якутское», 2003. 206 с.
138. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л. М. Парфенов, М. И. Кузьмин. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
139. *Уфимцев Г. Ф.* Карта вершинной поверхности Дальнего Востока и ее неотектоническая интерпретация // Геоморфология и неотектоника горных областей Дальнего Востока. – Владивосток, 1977. С. 21–45.
140. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы / Перевод с английского П. П. Смолина и В. И. Финько под ред. В. П. Петрова. – М.: Мир, 1970. – 552 с.
141. *Фердман И. М.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Майская. Лист О-53-IX (Аим). Объяснительная записка. – М.: Союзгеолфонд, 1982. 89 с.
142. *Филиппов А. С., Жукова Е. Г.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист О-53-XXVI. Объяснительная записка. – М.: ВГФ, 1978. 92 с.
143. *Филичев И. И., Рудакова Г. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алданская. Лист О-53-XXVIII. Объяснительная записка. – М.: Союзгеолфонд, 1981. 88 с.
144. *Фридовский В. Ю., Гамянин Г. Н., Горячев Н. А.* Геолого-генетическая модель формирования стратифицированных золото-кварцевых месторождений Южного Верхоянья // Отечественная геология, 2006, № 5. С. 33–37.
145. *Халимов Э. М., Акишев И. М., Жаброва П. С.* Месторождения природных битумов. – М.: Недра, 1983. 192 с.
146. *Хершберг Л. Б., Рязанцев А. А.* и др. Древние береговые линии послеледниковой трансгрессии на шельфе Японского и Охотского морей // Колебания уровня моря и океанов за 15 000 лет. – М.: Наука, 1982. С. 200–207.
147. *Хоментовский В. В., Карлова Г. А.* Юдомий (венд) стратотипической местности // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 10. С. 3–13.
148. *Шенкман Я. Д., Гаген-Торн Г. Ю.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алданская. Лист О-53-XXXI. Объяснительная записка. – М.: ВГФ, 1973. 118 с.
149. *Шенкман Я. Д., Гаген-Торн Г. Ю.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алданская. Лист О-53-XXXII. Объяснительная записка. – М.: Союзгеолфонд, 1982. 107 с.
150. *Шнай Г. К., Соболев А. Е., Игошина И. И.* Лампроиты Южного Верхоянья // ДАН СССР, 1991, т. 319, № 4. С. 957–961.
151. *Шпак Н. С.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алданская. Лист О-53-XXV. Объяснительная записка. – М.: ВГФ, 1976. 99 с.
152. *Шпак Н. С., Сурикова А. С.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Майская. Лист О-53-XV. Объяснительная записка. – М.: ВГФ, 1977. 100 с.
153. *Шпак Н. С., Сурикова А. С.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алданская. Лист О-53-XXI. Объяснительная записка. – М.: Союзгеолфонд, 1980. 100 с.
154. *Якшин М. С.* Юдомская серия бассейнов Аима, Маи в среднем течении и Юдомы // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Проблемы расчленения и корреляции. – Новосибирск, 1984. С. 66–79.
155. *Ян-жин-шин В. А.* Новые данные по стратиграфии ордовика и силура хр. Сетте-Дабан // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР, вып. 2. – М., 1960. С. 80–90.

156. *Ярмолюк В. А.* Протерозой восточной части Алданской плиты // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. – Хабаровск: Госгеолтехиздат, 1946. С. 121–129.

157. *Ярмолюк В. А., Варнавский В. Г.* Перспективы нефтегазоносности Аяно-Майского района Хабаровского края // Сов. геология, 1964, № 6. С. 149–157.

158. *Frimmel H. E.* Gold Endowment of the Earth's Crust Over Time // Proceedings of the ninth biennial meeting of the society for geology applied to mineral deposits. Dublin, Ireland 20th–23rd. August, 2007. V. 1. P. 11–15.

Фондовая*

159. *Абисалов Э. Г., Михайлова Л. К.* Перспективная оценка на редкие элементы района междуречья Учюра и Маймакана (Отчет партии № 12 по работам в Аяно-Майском районе Хабаровского края РСФСР в 1961–1962 гг.). – Хабаровск, 1963.

160. *Абисалов Э. Г., Чупраков Г. В.* Отчет о геолого-геофизических работах по оценке перспектив района верхнего Учюра на редкие элементы. – Хабаровск, 1964.

161. *Абисалов Э. Г., Фейст В. Э.* Результаты геохимических исследований в Верхне-Учурском редкометалльном районе. – Хабаровск, 1965.

162. *Аверченко А. И., Протопопов Р. И., Иванова Г. Н.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на территории листов О-53-9-Б, О-53-9-Г (зап. часть), О-53-10-В,-Г, О-53-21-Г-в (юго-зап. часть), О-53-22 и геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 листов О-53-9-Г (вост. часть), О-53-21-Б, О-53-21-Г-а,-б,-в (северо-вост. часть) (по работам Хамнайской партии в 1974–1977 гг.). – Хандыга, 1977. Якутский ИКЦ.

163. *Аврutiна В. Г., Бабакина В. В., Бороденкова З. Ф.* и др. Карта золотоносности Джугджурской провинции на геоморфологической основе масштаба 1 : 200 000. М., 1957.

164. *Агентов В. Б., Агентова В. В.* Геология и полезные ископаемые юго-восточной части территории листа О-53-XXVIII (Междуречье Маймакана и Батомги). М., 1963.

165. *Алексеев В. Р., Жукова Е. Г., Махонина Л. И.* и др. Материалы к Государственной геологической карте СССР листа О-53-XXXIV. Отчет по работам партии № 5 за 1957 г. М., 1957.

166. *Алексеев В. Р., Фердман И. М.* Геологическое строение Юдомо-Майского междуречья (бассейны рек Мурамня, Иоткан, Кибрии, Тур, Ньюлик). Лист О-53-ХП. Отчет по работам партии № 3, 4 за 1958 г.). М., 1958.

167. *Алексеев Е. П.* и др. Создание опережающих геофизических основ для ГГК-1000/3 с составлением прогнозно-геофизических карт на стратегические виды полезных ископаемых. Геологоразведка, 2008. Фонды ВСЕГЕИ.

168. *Ан М. Эн-Су.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхних течений рек Мая и Нудыми. Отчет Нудымийской партии о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 с общими поисками, проведенными в 1988–1993 гг. Листы О-54-37-А,-Б,-В,-Г; -49-А,-Б. – Хабаровск, 1993.

169. *Ардашев В. С.* Отчет о результатах поисковых и разведочных работ, проведенных на флангах месторождений россыпного золота ручьев Талый, Малютка, Крутой (Курун-Уряхский золотороссыпной узел) в Аяно-Майском районе за 1994 год. Хабаровск, 1995.

170. *Ардашев В. С.* Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на россыпное золото в бассейне ручьев Мох и Гордый на левобережье среднего течения р. Юдома. Хабаровск, 2002.

*Материалы, место хранения которых не указано, находятся в Федеральном государственном учреждении «Территориальный фонд информации по природным ресурсам и охране окружающей среды МПР России по Дальневосточному федеральному округу», Хабаровск.

171. *Архипов Г. Г.* Отчет по золоторудному месторождению Тас-Юрях с подсчетом запасов по состоянию на 1.11.2002 г. Хабаровск, 2003.
172. *Архипов Г. Г.* Отчет о результатах детальных поисков на рудное золото, проведенных на уч. Малютка в 1996–1999 гг. Хабаровск, 2003.
173. *Архипов Г. Г.* Отчет о поисковых и поисково-оценочных работах на рудное золото в пределах Юнского рудного узла (Объект Усмун). Подсчет запасов по рудному телу Антоновское и золоторудному месторождению Усмун по состоянию на 1.10.2005 г. Хабаровск, 2005.
174. *Асламов Ю. В.* (отв. исп.). Комплект карт геофизической основы геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 по листу О-53 – Нелькан. Пояснительная записка. СПб., 2002. Фонды ВСЕГЕИ.
175. *Атрашенко А. Ф.* Информационный отчет по прогнозно-поисковым работам на золото на площади листа О-53-XXXV (Магейская площадь), проведенных в 2001–2002 гг. Хабаровск, 2002.
176. *Атрашенко А. Ф., Бурдэ Б. И.* и др. Отчет о работах по созданию геохимической, дистанционной основ для листов О-53, М-53, N-53 и геофизической основы для листов О-53 и М-53 Госгеолкарты-1000/3 (Объект дистанционный) за 2000–2002 гг. Хабаровск, 2003.
177. *Афанасьев М. Г.* Информационная записка по результатам работ стратиграфической партии за периоды 1979–1981 гг. Хандыга, 1981. Якутский ИКЦ.
178. *Афанасьев М. Г., Афанасьева Е. К., Баскарев О. С.* и др. Отчет о работах Средне-Джайкангинской поисково-съёмочной партии масштаба 1:50 000 за 1971–1973 гг. (листы трапеций Р-53-144-В-Г, Р-54-133-В, О-53-12-Б и О-54-1-А). Хандыга, 1974. Якутский ИКЦ.
179. *Бадьянова Р. М.* Пояснительная записка к каталогам проявлений радиоактивной минерализации по Хабаровскому краю и Амурской области. Хабаровск, 1972.
180. *Баканов В. Н., Сушко А. А.* Отчет о работах ревизионного отряда за 1969–1972 гг. и Майского геолого-поискового отряда за 1971–1972 гг. Хандыга, 1972.
181. *Билинкис Г. М.* Отчет о работе Укачи-Огонекской поисково-съёмочной партии масштаба 1:50 000 за 1963 г. Хандыга, 1964.
182. *Богородицкая З. Ф., Гриднев К. И., Зленко Н. Д.* Материалы к Государственной карте СССР масштаба 1:200 000. Геологическое строение центральной части хр. Джугджур (лист О-53-XXX). Партия 1 и 2 за 1957 г. М., 1958.
183. *Бойко С. В., Купетайтис И. И., Неустроев Л. А.* и др. Отчет о проведении поисков богатых кварцевых жил в бассейне руч. Ир и Домбра за 1975–1977 гг. Якутск, 1977. Якутский ИКЦ.
184. *Большаков Н. А., Курник Л. П.* Оценка перспектив промышленной ураноносности Тыркано-Учурского района (2500 км²) на основе проведения рекогносцировочных маршрутов, геолого-радиометрических поисков, канав и бурения с составлением прогнозной карты масштаба 1:50 000 и определением прогнозных ресурсов категории Р₂. Отчет по геологическому заданию 96-8 за 1985–1988 гг. Тында, 1989.
185. *Буланов Е. Д.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на россыпное золото в верхнем течении р. Мая (ручьи Йоткан, Мурамня, Ариавкан, Кадакчан, Горбукан, Нижний Иникачан и др.) за 1989–1990 гг. (Курун-Уряхский золотоносный узел, уч. Мурамня). Нелькан, 1991.
186. *Буланов Е. Д.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на россыпное золото в Аяно-Майском районе за 1993 г. Нелькан, 1994.
187. *Буланов Е. Д., Денисов С. В.* Отчет о результатах поисков россыпных и рудных месторождений золота в бассейнах рек Учур, Уян, Магей, Нагим и Немуй (Учурская партия, 1967–1968 гг.). Хабаровск, 1969.
188. *Буланов Е. Д., Рыбалко М. М., Агошков Н. С.* Отчет о результатах поисков россыпных и рудных месторождений золота в бассейнах рек Северный Уй, Улкан, Этанджа, Челасин, Батомга и Алгома (Улканская партия, 1969–1970 гг.). Хабаровск, 1971.

189. Буланова Н. Ф. Отчет о результатах комплексной аэрогеофизической съемки масштаба 1 : 50 000 в пределах Учурской перспективной площади. Хабаровск, 1989.
190. Бутвин В. Н. Отчет о поисковых и поисково-оценочных работах на рудное золото в Курун-Уряхской рудоносной структуре в 2002–2003 гг. (Объект Курун-Уряхский) с подсчетом запасов. Хабаровск, 2003.
191. Бутвин В. Н., Алексеев М. И., Смирнова Т. И. Отчет о сопоставлении данных разведки и эксплуатации по золоторудным месторождениям Рябиновое, Юпитер, Клин. Хабаровск, 2006.
192. Бутвин В. Н., Двоенко В. И., Емельяненко Е. П. Отчет о геологоразведочных работах на рудное золото в восточной части хр. Кет-Кап (Улахан-Чайдахский рудный узел) в 1994–1999 гг. Хабаровск, 2000.
193. Бутвин В. Н., Шукин Ю. Н., Еришов И. А. Отчет о поисково-оценочных работах и разведке золоторудных месторождений Скарновое, Улаханское, Залетное (Улахан-Чайдахский рудный узел) в 1999–2002 гг. с подсчетом запасов. Хабаровск, 2002.
194. Варламов А. А. Отчет Юдомской геологоразведочной партии за 1962 г. Якутск, 1963. Якутский ИКЦ.
195. Варламов А. А. Отчет о поисково-разведочных работах Юдомской партии за 1965 г. Якутск, 1966. Якутский ИКЦ.
196. Варламов А. А. Отчет о поисково-разведочных работах Юдомской партии за 1967 г. Якутск, 1968. Якутский ИКЦ.
197. Васькин А. Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Учур, Лата, Омня (Отчет Юнской партии о результатах геологической съемки и геологического доизучения площадей масштаба 1 : 50 000 с общими поисками в пределах листов О-53-85-А,-Б,-В,-Г; -86-А,-Б; -99-А,-Б). Хабаровск, 1995.
198. Васькин А. Ф. (отв. исп.). Отчет по региональному объекту «Создание атласа карт геологического содержания на территории Хабаровского края и ЕАО, включая прилегающие районы КНР в масштабе 1 : 1 000 000». Кн. 3. Каталог месторождений и проявлений полезных ископаемых. Лист О-53. Хабаровск, 2001.
199. Васькин А. Ф., Камаев Н. М. Отчет о результатах работ по объекту № 07.7 «Составление Гис-атласа карт геологического содержания масштаба 1 : 2 500 000 и 1 : 1 000 000 Хабаровского края и Еврейской автономной области». Кн. 2 (14). Гис-пакет оперативной геологической информации по Хабаровскому краю. Хабаровск, 2003.
200. Васюкович С. С., Горошко М. В. Отчет аэропартии № 35 Таежного ПГО по Центрально-Алданскому объекту за 1987–1991 гг. «Оценка перспектив ураноносности Центральной части Алдано-Станового щита на основе геолого-прогнозных работ масштаба 1 : 500 000». Хабаровск, 1991.
201. Вержховская В. А., Ильина Т. А. и др. Окончательный отчет по теме: «Обобщение материалов по тектонике, металлогении юго-восточной части окраины Сибирской платформы и сопредельных областей» (Металлогеническая карта юго-востока Сибирской платформы и сопредельных областей масштаба 1 : 500 000). М., 1970.
202. Вержховская В. А., Кобцева Н. Л., Кричевец В. И. и др. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист О-53(54). Объяснительная записка. М., 1982.
203. Воробьев А. М. Отчет о поисковых и поисково-оценочных работах на рудное золото в пределах Юнского рудного узла в 2002–2008 гг. (Объект Усмун). Хабаровск, 2008.
204. Воробьев А. С. Отчет о поисковых работах в западной части Охотского района (Уч. Юдомский-1) за 1983–1988 гг. Листы О-53-VI, -XII; О-54-I; Р-54-XXXI. Охотск, 1988.
205. Воробьев А. С. Отчет о результатах поисковых работ на участках Лот, Юки за 1985–1988 гг. Юдомский участок-3. Листы О-54-I; О-53-VI. Охотск, 1988.
206. Воскресенский С. С. Отчет по теме «Геоморфологические работы для прогнозной оценки россыпной золотоносности Аяно-Майского района». Хабаровск, 1982.

207. *Гаврилов В. В., Воробьев С. И., Перепелица В. А.* Отчет о результатах поисковых работ на золото и апатиты в бассейнах рек Гаюм, Маймакан, Верхняя Сыганджа, Богидэ и Лантарь в 1973–1974 гг. (Гаюмская партия). Хабаровск, 1975.
208. *Гагаев А. Н., Потоцкий Ю. П.* Информационный отчет о результатах поисковых геолого-геофизических работ в северо-западной части Лантарского габбро-анортозитового массива, выполненных в 1995–1997 гг. (Скальный объект). Хабаровск, 1997.
209. *Гаген-Торн Г. Ю., Соломоницина Н. Л.* Геологопоисковые работы на золото на юго-востоке Алданского щита. Якутск, 1968. Якутский ИКЦ.
210. *Гамалея Ю. Н., Егоров И. Н., Канаев А. П., Соловьев А. Б.* Отчет о геологосъемочных и поисковых работах масштаба 1 : 50 000. Листы О-53-125-В, Г-в, г, О-53-126-В-в, О-53-137-А, Б, О-53-138-А-а (партия № 6, работы 1964–1968 гг.). М., 1969. ДВ ТФИ.
211. Геологическая карта Хабаровского края. Масштаб 1 : 1 000 000 /Отв. исп. А. Ф. Васькин. Хабаровск, 2003.
212. *Гимадеев С. Т.* Отчет о результатах разведки россыпи золота р. Муктан на территории Даньского золотоносного узла с подсчетом запасов по состоянию на 1.12.1981 г. Нелькан, 1981.
213. *Гимадеев С. Т.* Отчет о результатах разведки нижней части техногенной россыпи золота руч. Курун-Урях и прилегающей части долины р. Иоткан за 1986–1991 гг. (с подсчетом запасов на 1.03.1991 г.). Иотканский участок. ДВ ТФИ, Нелькан, 1991.
214. *Гмитрон В. С., Слезко В. А.* Отчет о результатах геолого-ревизионных работ в среднем течении р. Юдома за 1965–1972 гг. (с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1972 г. россыпи Юки-Болотный-Водораздельный). Хабаровск, 1973.
215. *Головко Б. А.* Отчет о результатах поисковых геофизических работ масштаба 1 : 25 000 (уч. Аянский), масштаба 1 : 50 000 (уч. Майский) и наземных геолого-геофизических работ на Иниканской рудоносной площади Хабаровского края за 1987–1991 гг. Хабаровск, 1991.
216. *Головко Б. А.* Отчет о результатах подготовки геофизической основы для геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 в южной части Южно-Верхоянского синклиория и поисков месторождений меди в пределах Малокомуйского узла (Юдомо-Майская площадь). Хабаровск, 1994.
217. *Гольденберг В. И., Неволин Б. С., Григораиш Г. Ф.* Геологическое строение бассейна рек Батомга, Магей, Лантарь. М., 1958.
218. *Гольденберг В. И., Пугачева И. П., Лобанова А. Ф.* Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части листа О-53-XXV. М., 1963.
219. *Гольденберг В. И., Пугачева О. П., Монастырский В. Г.* Геологическое строение и полезные ископаемые восточных отрогов хр. Джугджур и центральной части хр. Прибрежный. М., 1961.
220. *Горошко М. В.* Оценка перспектив ураноносности Тыркано-Учурской и Авланджинской площадей (8500 км²) на основе АГСМ-съемки масштаба 1 : 200 000 с составлением прогнозной карты масштаба 1 : 500 000. Отчет по геологическому заданию 35-14 за 1984–1988 гг. Хабаровск, 1988.
221. *Горошко М. В., Кириллов В. Е.* Оценка перспектив ураноносности Улканского и Учурского протерозойских прогибов Алдано-Станового щита. Отчет аэропартии № 35 о результатах прогнозно-геологических работ масштаба 1 : 200 000 по Улканскому объекту. Хабаровск, 1992.
222. *Грибанов А. П.* Отчет о проведении разведочных и поисково-оценочных работ в пределах золоторудного месторождения Рябиновое в 1999–2001 гг. Хабаровск, 2003.
223. *Грибанов А. П.* Отчет о проведении поисковых и поисково-оценочных работ на рудное золото в пределах Северо-Юнской рудоперспективной площади в 2002–2004 гг. Подсчет запасов по золоторудному месторождению Шумный по состоянию на 1.08.2004 г. (объект Северо-Юнский). Хабаровск, 2004.

224. *Грибанов А. П.* Отчет о проведении поисковых и поисково-оценочных работ на рудное золото в пределах Даньского рудного узла в 2002–2005 гг. (объект Даньский). Подсчет запасов по месторождению «Красивое» по состоянию на 1.09.2005 г. Хабаровск, 2005.

225. *Грибанов А. П.* Отчет о разведке золоторудного месторождения «Красивое» в Аяно-Майском районе Хабаровского края с подсчетом запасов по состоянию на 1.03.2007 г. (Объект – месторождение «Красивое»). Хабаровск, 2007.

226. *Грибанов А. П., Васиукович С. С., Хоменко О. Н.* Информационный отчет о незавершенных поисковых и поисково-оценочных работах на рудную платину в пределах Кондерского интрузивного массива и его обрамления в 2004–2008 гг. (Объект Кондерский). Хабаровск, 2008.

227. *Григорьева Т. И., Слюдюков Р. Ш.* Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОГТ на Восточно-Алданской площади (Республика Саха (Якутия), Хабаровский край) (Восточно-Алданский объект). Восточно-Алданская с/п № 3/07–08. Якутск, 2008. Якутский ИКЦ.

228. *Груздев В. А., Стецюк О. А.* Отчет о работе Инняхской поисково-разведочной партии (масштаб 1 : 50 000) за 1956 г. Хасын, 1959.

229. *Гуксян Г. О., Лубянский Я. Н., Истомин В. С.* Отчет о результатах аэропоисковых работ, проведенных в юго-восточной части Алданского щита партией № 31 в 1957 г. (Октябрьская экспедиция), 1958.

230. *Гурьянов В. А.* (отв. исп.). Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Улкан и Учур. Отчет Улканской партии о групповой геологической съемке (листы О-53-124-Г; -125-Г-а,-б; -126-В-а,-б,-г; -126-Г; -136-Б) и геологическом доизучении (листы О-53-125-В, -Г-в,-г; 126-В-в; -137-А, -Б; -138-А-а) масштаба 1 : 50 000 с общими поисками в бассейнах рек Улкан и Учур, проведенных в 1988–1995 гг. Хабаровск, 1995.

231. *Гурьянов В. А.* Легенда Джугджурской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание 2-е). Объяснительная записка. Хабаровск, 1998.

232. *Гурьянов В. А.* Легенда Учуро-Майской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание 2-е). Объяснительная записка. Хабаровск, 1999.

233. *Гурьянов В. А., Пасишник А. В., Жевержеева М. К.* и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 и детальных поисков в бассейнах рек Нагим, Тум, Маймакан и Магей на площади 3377 км² (листы О-53-127-В, Г; -138-А-б, -в, -г; -128-В, -Г; 138-Б; -139-А, -Б, -В, -Г; -140-А, -Б). Нагимская, Тумская партии, 1982–1987 гг. Хабаровск, 1987.

234. *Гурьянов В. А., Фролов Н. М., Киришев Ф. Н.* Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в юго-западной части Преддзугджурского прогиба на площади 4300 км². Преддзугджурская партия, 1977–1982 гг. Хабаровск, 1982.

235. *Гуськова А. И., Долгов Г. Г.* Отчет Лантарской геологической партии о работах масштаба 1 : 100 000 за 1956 г. Хабаровск, 1957.

236. *Данилович А. М., Венцкевич С. Д., Каминский Ф. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Ингили (лист О-53-55-А и северная часть листа О-53-55-В). М., 1965.

237. *Данилович А. М., Неволлин Б. С., Баранова М. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Юдома и Усть-Юрях (южная часть листа О-53-IV). Окончательный отчет по работам партии № 5 за 1965–1966 гг. М., 1967.

238. *Двоенко В. И.* Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на рудное золото, проведенных в пределах Северо-Юонской рудоперспективной площади в 2002–2007 гг. Хабаровск, 2008.

239. *Денисов С. В.* Оценка и учет прогнозных ресурсов благородных металлов (золото, серебро, платиноиды) в Хабаровском крае и Еврейской автономной области по состоянию на 1.01.1993 г. Хабаровск, 1993.

240. *Денисов С. В.* Отчет по теме № 952: «Закономерности распределения россыпей в металлогенических и геоморфологических системах Хабаровского края для целей прогноза». Кн. II. Каталог россыпей и россыпепроявлений Охотского района Хабаровского края. Хабаровск, 2001.

241. *Денисов С. В., Киришев Ф. Н., Головнина Р. П.* и др. Карта комплексной россыпной металлогении Хабаровского края масштаба 1 : 500 000. Отчет по теме Б.1.4/501 (16) 320 за 1986–1991 гг. Хабаровск, 1991.

242. *Егоров И. Н., Соловьев А. Б., Канаев А. П.* и др. Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 листов О-53-95-Г, О-53-96-В,-Г (партия № 2, 1969–1970 гг.). М., 1972.

243. *Ельянов А. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые района нижнего течения р. Челасин (юго-западная часть листа О-53-XXIV). М., 1962.

244. *Ельянов А. А., Попов М. Я., Петрова М. Г.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые района пос. Ципанда (южная и западная части листа О-53-XXVI). М., 1963.

245. *Ельянов А. А., Соломоновича Н. Л.* Геологическое строение и полезные ископаемые Ингилийского кимберлитового поля (части листов О-53-XV и О-53-XVI). М., 1964.

246. *Емельяненко Е. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев руч. Кондер. Отчет Кольцевой партии о результатах геологической съемки масштаба 1 : 25 000 и поисковых работ в верховьях руч. Кондер за 1985–1989 гг. Листы О-53-90-А-а-2,-4; б-1,-2,-3,-4; в-2; г-1,-2. Хабаровск, 1991.

247. *Емельяненко Е. П.* Отчет о поисковых и оценочных работах на рудное золото в пределах Курун-Уряхского рудного поля в 2002–2005 гг. (объект Курун-Уряхский). Хабаровск, 2008.

248. *Емельяненко Е. П.* Отчет по поисковым и поисково-оценочным работам на рудное золото в междуречье Иоткан–Мая в 2002–2005 гг. (объект Иоткан-Майский). Хабаровск, 2008.

249. *Жевержеева М. К., Петухов А. Д.* Отчет Лантарской партии о результатах общих поисков и незавершенной групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в бассейнах рек Лантарь и Мерикон за 1990–1994 гг. Листы О-53-142-Г; - 143-А,-Б,-В,-Г; -144-А,-Б,-В. Хабаровск, 1994.

250. *Живцов Д. А., Бывшее А. Л., Уйманова Л. Н.* Отчет о поисках олово-вольфрамовых и полиметаллических руд в Южном Верхоянье (части листов О-53-Б,-Г; О-54-А; Р-54-В) за 1977–1980 гг. М., 1980.

251. *Живцов Д. А., Иванова И. Б., Уйманова Л. Н.* Отчет о результатах поисков полиметаллических руд в Южном Верхоянье (части листов О-53-Б,-Г; О-54-А) в 1974–1976 гг. М., 1977.

252. *Живцов Д. А., Миклашевский И. П.* Отчет о результатах поисковых работ на бокситы на юго-восточной окраине Сибирской платформы и в сопредельных областях (части листов О-53,-54; Р-53,-54 за 1970–1971 гг. М., 1972.

253. *Живцов Д. А., Наместникова А. М., Девяткина Т. М.* Окончательный отчет о результатах геолого-поисковых работ по выявлению бокситов на территории Аяно-Майского района (лист О-53). М., 1970.

254. *Забелин Г. Г., Гомзиков Б. А., Гомзикова Л. И.* и др. Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1968–1971 гг. Томпоканской партией на площади Томпоканского рудного узла (листы: О-53-100-Г, О-53-101-А, О-53-101-В; О-53-101-Г). Алдан, 1971.

255. *Забелин Г. Г., Минаков В. С., Княжесв А. С.* Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных Чагдалино-Улаханской партией в 1964–1965 гг. (планшеты О-52-84-Г, О-52-96-А,-Б, О-53-73-В, О-53-85-А). Алдан, 1966.

256. *Забродин В. Ю.* (отв. исп.). Отчет по объекту 32-19/1 «Создание комплекта Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 листа N-53 – Шантарские острова». Хабаровск, 2005.

257. *Закалюкин Л. П.* Отчет о результатах аэропоисковых работ, проведенных в восточной части Алданского шита партией № 31 в 1960 г. Хабаровск, 1961.
258. *Зильберштейн В. В.* Отчет о результатах проведения поисково-оценочных и разведочных работ на россыпное золото и платину в междуречье Маймакана и Чумикана в 1984–1987 гг. Чадский участок. Хабаровск, 1987.
259. *Зильберштейн В. В.* Отчет о результатах поисков золота в междуречье Учюра, Уяна и Тыркана (Учуро-Тырканский золотоносный узел) за 1983–1989 гг. Тырканский участок. Нелькан, 1989.
260. *Зильберштейн В. В.* Отчет о результатах детальной разведки россыпей золота ручьев Галбар и Гольцовый (бассейн р. Малый Чумикан) за 1986–1989 гг. Хабаровск, 1989.
261. *Зильберштейн В. В.* Отчет о результатах поисково-оценочных и разведочных работ на территории Томптоканского узла за 1988–1990 гг. Участки Чумикан, Курункан, Хайунда. Хабаровск, 1991.
262. *Зильберштейн В. В., Кузнецов Б. П.* Отчет о результатах поисков россыпных месторождений золота в бассейнах рек Нагим, Магей и Немуй. Хабаровск, 1971.
263. *Змиевский Ю. П.* (отв. исп.). Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Немуй, Мутэ. Отчет Немуйской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 за 1984–1989 г. Листы О-53-141-В-г; -Г-в,-г; -142-В-в,-г; N-53-8-Б-г; -Г-б,-г; 53-9-А-б,-в,-г; -Б,-В,-Г; -10-А,-Б,-В,-Г; 11-А,-Б,-В). Хабаровск, 1989.
264. *Змиевский Ю. П.* Отчет по теме 391: «Анализ геологических обстановок нахождения проявлений золота на территории Хабаровского края с целью локализации площадей и структур, перспективных на открытие крупных золоторудных месторождений». Листы О-53-А,-Б,-В,-Г. Хабаровск, 1999.
265. *Иванцов Б. Л.* Хрусталеносность Гонамо-Учурского узла. Отчет ревизионной партии о результатах поисковых работ, проведенных в 1986–1989 гг. на Дарьинской, Букиндинской и Верхне-Чульбинской площадях. Красное, 1989.
266. *Иванцов Б. Л.* Кварценоность западной части Батомгского выступа. Отчет ревизионной партии о результатах прогнозно-поисковых работ на горный хрусталь и кварц для плавки на Томптоканской, Батомгской и Маймаканской площадях, проведенных в 1988–1991 гг. Листы О-53-XXVI–XXVIII. Красное, 1991.
267. *Иогансон А. К., Кропачев А. П., Серкина Г. Г.* Минерагеническая карта и карта минерагенического районирования и прогноза полезных ископаемых Южного Верхоянья. Масштаб 1 : 500 000. Объяснительная записка. Т. IV. Хандыга, 2004. Фонды ВСЕГЕИ.
268. *Каदेशь А. С.* Информационный отчет по незавершенному геологическому заданию на производство оценочных работ на площади рудопроявлений Белка, Орочен, Стенд в 2007–2008 гг. (Объект Белка). Хабаровск, 2010.
269. *Каззаев В. П.* (отв. исп.). Отчет о «Проведении геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000 шельфа Охотского моря в пределах листов N-53, -54 с использованием материалов геологической съемки шельфа масштаба 1 : 200 000 листов N-53-X, -XI, -XII, -XVI, -XVII, -XVIII». Находка, 2002. Фонды Дальморгеологии.
270. *Кайгородцев Г. Г.* Отчет Аяно-Алдомской геолого-рекогносцировочной партии за 1946 г. Магадан, 1947.
271. *Калимулин С. М., Алексеева Т. А., Будков Л. М.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна нижнего течения р. Северный Уй. М., 1963.
272. *Калимулин С. М., Алексеева Т. А., Будков Л. М.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Мая. М., 1964.
273. *Калимулин С. М., Баранова М. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Тотты, Северного Уя и Малого Комуя (Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000 в восточной половине листа О-53-XXIV). М., 1960.
274. *Калимулин С. М., Баранова М. С., Исполатовская Н. М.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Мая и нижнего течения рек Маймакан и Батомги (лист О-53-XXII). М., 1966.

275. *Карсакова Н. Г.* Отчет о поисковых аэрогеофизических работах масштаба 1 : 10 000 и наземных геолого-геофизических работах масштабов 1 : 5 000–1 : 10 000 в бассейнах рек Ингили и Мая Хабаровского края в 1985–1988 гг. (Ингилийский объект). Хабаровск, 1990.
276. Карта минерагенического районирования Хабаровского края и ЕАО. Масштаб 1 : 1 000 000. Пояснительная записка / Ред.: А. Ф. Васькин, Г. В. Роганов. Хабаровск, 2006. Фонды ФГУП «Дальгеофизика».
277. Карта полезных ископаемых Хабаровского края и ЕАО масштаба 1 : 1 000 000 / Отв. исп. А. Ф. Васькин. Хабаровск, 1998. Фонды ФГУП «Дальгеофизика».
278. Карта полезных ископаемых Хабаровского края. Масштаб 1 : 1 000 000 / Отв. исп. А. Ф. Васькин. Хабаровск, 2003. Фонды ФГУП «Дальгеофизика».
279. Карта топливных энергетических ресурсов России, масштаб 1 : 5 000 000, 2008. Фонды ВСЕГЕИ.
280. *Кателла А. С., Пилипейко В. И., Шувалов В. К.* Отчет о результатах поисковых работ на рудное золото в пределах Нагимского и Бириндинского участков и поисково-оценочных работ на рудопоявлении Етара в 1996–1999 гг. Хабаровск, 2001.
281. *Кельмачев В. Л.* (отв. исп.). Поисково-ревизионные работы по оценке перспектив стратиформных проявлений золота в венд-кембрийских отложениях юго-восточной части Сибирской платформы (отчет по теме № 312. ДВИМС). Хабаровск, 1990.
282. *Кельмачев В. Л.* Отчет о результатах детальных поисков на рудную платину на площади Кондерского интрузивного массива в 1994–1998 гг. Хабаровск, 1998.
283. *Кисляков С. Г.* Государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000. Серия Майская. Листы Р-54-XXV (Аллах-Юнь), Р-54-XXXI (р. Юдома). Объяснительная записка. Хабаровск, 1994. Фонды ФГУП «Дальгеофизика».
284. *Кичигин Л. Н., Минаков В. С., Березин Г. Н.* Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1968–1970 гг. Юртовой партией в восточной части хр. Кет-Кап на площади листов О-53-73-Г, О-53-74-В,-Г и О-53-85-Б. Алдан, 1971.
285. *Княжев А. С., Веревкин Н. И., Шевченко В. И.* и др. Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1967–1970 гг. Юнской партией в междуречье Лотаа–Юна–Ники на площади листов О-53-87-А, О-53-87-Б, О-53-87-В, О-53-87-Г и О-53-88-А. Алдан, 1970.
286. Количественная и геолого-экономическая оценка ресурсного потенциала территории РФ с определением приоритетов лицензионного недропользования на алмазы, благородные и цветные металлы (Хабаровский и Приморский края, Амурская и Сахалинская области, Еврейская А. О.) по состоянию на 1.01.2003 г. (Отчет ДВИМС по договору № 5.1.2–37). Хабаровск, 2002.
287. *Комаров Г. И.* Отчет Маймаканской партии о работах масштаба 1 : 100 000 за 1955 г. Хасын, 1956.
288. *Коновалов А. Л., Русс В. В., Кропачев А. П.* Карта геологических формаций Южного Верхоянья. Масштаб 1 : 500 000. Объяснительная записка. Т. I. Хандыга, 2004. Фонды ВСЕГЕИ.
289. *Кропачев А. П., Беляев И. В.* Тектоническая карта Южного Верхоянья. Масштаб 1 : 500 000. Объяснительная записка. Т. II. Хандыга, 2004. Фонды ВСЕГЕИ.
290. *Кропачев А. П., Мехоношин В. Ф.* Отчет прогнозно-металлогенического отряда по составлению комплекта карт геологического содержания (формаций, тектоническая, полезных ископаемых, прогнозно-минерагеническая) Южного Верхоянья масштаба 1 : 500 000 по листам Р-53-Б, Г; Р-54-А и части листов Р-54-В; О-53-Б; О-54-А. Хандыга, 2004. Фонды ВСЕГЕИ.
291. *Крот В. Е.* Объяснительная записка к карте золотоносности Аяно-Майского и северной половины Тугуро-Чумиканского районов, 1978–1983 гг. Хабаровск, 1984.
292. *Крот В. Е., Денисов С. В.* Объяснительная записка к карте золотоносности Аяно-Майского района Хабаровского края масштаба 1 : 500 000. Хабаровск, 1970.

293. *Крот В. Е., Середя В. В., Боргоянов В. Н.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на россыпное золото в бассейне верхнего и среднего течения р. Одола. Хабаровск, 1980.
294. *Ксенз В. А., Хажин Р. М.* Отчет о результатах геологоразведочных работ в бассейне рек Лагаа, Юна, Хайунда, Широкий с подсчетом запасов россыпных месторождений золота на 1.10.1973 г. Алдан, 1973.
295. *Кузьмин В. С., Степанов О. А., Успенский В. В.* Отчет о поисковых работах на бор, проведенных в 1963 г. В Аяно-Майском районе в центральной части хр. Джугджур. Хабаровск, 1964.
296. *Кузьмин В. С., Степанов О. А.* Отчет о поисковых работах на бор, проведенных в 1964 г. В Аяно-Майском районе на хр. Джугджур. Хабаровск, 1965.
297. *Кулаков В. В., Дергачева Л. В.* Гидрогеологическое районирование территории Амурской области и Хабаровского края (Отчет по теме 265 за 1981–1984 гг.). Хабаровск, 1984.
298. *Куликов А. В.* Отчет о геологических результатах работ Тырканской партии № 47 за 1960 г. Хабаровск, 1961.
299. *Кянно А. И.* Отчет Нельканской партии за 1971 г. «Результаты аэрогеофизической съемки, проведенной на площади листов О-53-107, О-54-63, О-54-75 (Западное Прихотье)». Масштаб 1 : 50 000. Хабаровск, 1972.
300. Легенда Дальневосточной серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) / Исп. С. Г. Кисляков. Хабаровск, 2009. Фонды ФГУП «Дальгеофизика».
301. *Леонтович А. А., Раков Н. А.* Геологическое строение центральной части хр. Джугджур (Отчет Джугджурской геологической партии по геологосъемочным работам 1938 и 1939 гг. Хабаровск, 1940).
302. *Ловягин В. А.* Информационный отчет о результатах незавершенных поисковых и поисково-оценочных работ на рудное золото в междуречье Батомга и Маймакан в 2001–2003 гг. Хабаровск, 2003.
303. *Лосев А. Г., Жукова Е. Г., Фомичев Н. Н.* Окончательный отчет по геологической съемке масштаба 1 : 200 000. Лист О-53-XXVII (работы 1962–1964 гг. и 1966–1968 гг., партия № 1). М., 1968.
304. *Лосев А. Г., Лобанова А. Ф., Лосева С. Е.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Игникана и Северного Уя (Отчет о работе партии № 8 за 1961 г. М., 1962).
305. *Лосев А. Г., Самозванцев В. А., Лобанова А. Ф.* и др. Геологическое строение бассейна среднего течения р. Юдома. Лист О-53-VI. Отчет по работам партий № 1, 2 Алданской экспедиции за 1958 г. М., 1959.
306. *Лошак Н. П.* Карта прогноза СССР на золото масштаба 1 : 500 000. Курун-Урях (лист О-53-Б). Объяснительная записка. Отчет по разделу 2 заказ-наряда Б.1.4/501(16), 210.04.02.11, Н8/221 «Составить карты прогноза на золото масштаба 1 : 500 000 Северного Сихотэ-Алиня и Южного Верхоянья» за 1984–1987 гг. Хабаровск, 1987.
307. *Лушева В. Н.* Отчет о результатах поисков рудного золота в восточной части хр. Кет-Кап в 1990–1992 гг. (уч. Кет-Капский). Нелькан, 1993.
308. *Лысенко О. Д.* Отчет о результатах поисковых и детальных поисковых аэрогеофизических работ масштабов 1 : 50 000, 1 : 10 000 в пределах Кет-Капской интрузивной зоны за 1988–1991 гг. (Кет-Капский объект). Листы О-53-XIX,-XX,-XXVI,-XXVII. Хабаровск, 1991.
309. *Макар В. И.* Отчет о работах по объекту «Совершенствование серийных легенд Госгеолкарты-200». Этап 1. Составление схем расчленения и корреляции магматических образований Хабаровского края и Еврейской автономной области (1998–2000 гг.). Хабаровск, 2002.

310. *Мальгин В. И.* Пояснительная записка к карте месторождений и проявлений неметаллов и строительных материалов Аяно-Майского района Хабаровского края. Хабаровск, 2006.

311. *Мальшев А. А.* Отчет о поисковых и поисково-оценочных работах на рудное золото в пределах Северо-Юнской рудоперспективной площади в 2002–2005 гг. (объект Северо-Юнский). Подсчет запасов по золоторудному месторождению Василек по состоянию на 1.10.2005 г. Хабаровск, 2006.

312. *Манукян А. М.* Опытнo-производственные работы по геологическому дешифрированию материалов аэро- и космических съемок с комплексом работ по наземной проверке с целью выявления геологической природы и поискового значения отдешифрированных объектов на площади листов О-53-VI, -XI, -XIII, -XXIV, -XXIX, -XXX, -XXXV, -XXXVI, О-54 (партия № 35, объект № 5), 1984–1989 гг. М., 1989.

313. *Манукян А. М.* Закономерности размещения и прогноз золотого оруденения бассейна верхнего течения р. Мая. Отчет партии № 35 о геолого-минералогическом картировании масштаба 1 : 200 000 в пределах листов О-53-VI (восточная половина), -XII, -XVIII; О-54-VII, -XIII (западная половина). М., 1994.

314. *Маркашов В. Г., Грибанов А. П.* Отчет по поисковым и поисково-оценочным работам на рудное золото в пределах Тасского рудного узла в 2002–2004 гг. Хабаровск, 2004.

315. *Мартынюк М. В.* (отв. исп.). Отчет по теме «Составление минералогической карты Хабаровского края масштаба 1 : 500 000» (тема № 354, б.1/002(16), 1990–2000 гг.). Часть 1. Хабаровск, 2000.

316. *Мартынюк М. В., Васькин А. Ф., Вольский А. С.* и др. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1 : 500 000 с объяснительной запиской. (Отчет по теме № 249 за 1978–1983 гг.). Хабаровск, 1983.

317. *Мартынюк М. В., Маркович Е. С.* Карта месторождений и проявлений благородных, цветных и редких металлов, редкоземельных, рассеянных и радиоактивных элементов, комплексных фосфат-титановых руд Аяно-Майского района Хабаровского края. Масштаб 1 : 1 000 000. Объяснительная записка (по состоянию на 1.01.2005 г.). Хабаровск, 2006.

318. *Мартынюк М. В., Маркович Е. С., Фомина Е. В.* Состояние Распределительного и Нераспределительного фондов золоторудных месторождений и проявлений Аяно-Майского района Хабаровского края на 1.01.2008 г. (Аналитический обзор). Хабаровск, 2008.

319. *Мартынюк М. В., Маркович Е. С., Фомина Е. В.* Сборник предложений по поискам золоторудных месторождений в Аяно-Майском районе Хабаровского края. Хабаровск, 2009.

320. *Мартынюк М. В., Рямов С. А., Кондратьева В. А.* Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области (Отчет по теме № 870 за 1987–1990 гг.). Хабаровск, 1990.

321. *Матвеев А. В.* (отв. исп.). Отчет о результатах работ за 2006–2009 гг. по Государственному контракту № 7 от 28.04.2006 г. «ГМК-200 листов О-53-XI, -XII на золото и серебро (Горбинская площадь)». Хабаровск, 2009.

322. *Матвеев А. К., Баранов А. Ф., Курлаев В. Н.* Отчет о геологических исследованиях в верховьях рек Ингили, Ляки и Томмут (правобережье р. Маи). М., 1939. ДВ ТФИ.

323. *Машовец А. Д., Молчанов В. Ф.* Отчет о результатах геолого-поисковых работ в верховьях рек Няндога, Одора, Овланджа. Хабаровск, 1956.

324. *Микуленко К. И.* Отчет «Изучение условий возможной нефтегазоносности слабоизученных территорий и разработка рекомендаций по наращиванию сырьевой базы для нефтяной и газовой промышленности Республики Саха (Якутия)». Якутск, 2004. Якутский ИКЦ.

325. *Мильто А. Н., Ельянов А. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые Ингилийского участка редкометалльного оруденения. М., 1961.

326. *Мильто А. Н.* Геология и полезные ископаемые участка Кондёр. Отчет партии № 12 Алданской экспедиции ВАГТ за 1957 г. Масштаб 1:25 000. М., 1958.
327. *Мильто А. Н.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Кандыкского района (южная часть листа О-53-Х). М., 1962.
328. *Мирзаханов Г. С., Панасенко В. И., Сомов С. В.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на россыпное золото в бассейне р. Таймень за 2003 г. Хабаровск, 2005.
329. *Мионов Ю. Б.* Пояснительная записка к Карте закономерностей локализации уранового оруденения (Лист О-53). СПб., 2008. Фонды ВСЕГЕИ.
330. *Мионов Ю. Б., Михайлов В. А., Молчанов А. В., Пуговкин А. А., Фукс В. З.* Оценка ресурсного потенциала урана зон древних структурно-стратиграфических несогласий Балтийского, Алданского и Анабарского щитов. Отчет по Госконтракту № АЛ-06-06/35 от 20 декабря 2004 г. 2007. СПб., Фонды ВСЕГЕИ.
331. *Митрофанов В. В.* Отчет о результатах поисково-оценочных и разведочных работ на россыпное золото в бассейнах рек Маймакан, Киран, Джана. Маймаканский участок в 1984–1987 гг. Нелькан, 1988.
332. *Митрофанов В. В., Богоянов В. Н.* Отчет о результатах поисковых работ на россыпное золото в прибрежной полосе Охотского моря (бассейны рек Лантарь, Уйка, Няча и др.) на площади Лантаро-Нячинского золотоносного узла (Аянский участок, 1977–1985 гг.). Нелькан, 1985.
333. *Моралев В. М., Тарханова М. А., Чешихина К. Г.* Отчет по работам партии № 1 экспедиции 2 ВАГТ за 1957 г. М., 1958.
334. *Моргунов В. А.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на россыпное золото в междуречье Юны, Аима и Учюра за 1987–1990 гг. Дарьинский участок. Нелькан, 1990.
335. *Морин А. О.* Отчет по поисковым и поисково-оценочным работам на рудное золото в междуречье Большой Аим–Омня–Маймакан–Учур в 1997–2002 гг. ДВ ТФИ, Хабаровск, 2003.
336. *Морин А. О., Евласьев А. В., Грибанов А. П.* Отчет по поисково-оценочным и разведочным работам в пределах Буор-Салинского рудного узла в 1994–1998 гг. (рудное золото). Хабаровск, 1999.
337. *Мочалов А. Г.* Минералы платиновых элементов россыпей щелочно-ультраосновного массива Кондер (Отчет по хоз. договору № 51 с Аяно-Майской экспедицией ПГО «Дальгеология»). Хабаровск, 1982.
338. *Мусина М. М., Краснопольский В. С., Каретникова Г. М.* Отчет о работах Юрской поисково-съёмочной партии масштаба 1:50 000 за 1969–1971 гг. (листы трапеций О-53-11-Б, О-53-11-Г-а,-б; О-53-12-А; О-53-12-В-а,-б). Хандыга, 1971. Якутский ИКЦ.
339. *Мяло А. А.* Отчет о результатах поисковых работ на россыпное золото в центральной части Курун-Уряхского золотоносного узла за 1976–1978 гг. Нелькан, 1978.
340. *Мяло А. А.* Отчет о результатах разведочных работ на россыпное золото в долинах ручьев Талый и Сбросовый за 1980 г. (Курун-Уряхский золотоносный узел). Нелькан, 1981.
341. *Мяло А. А.* Отчет о результатах поисковых работ на золото в бассейне верхнего течения р. Май (реки Иниканчан, Левый Немуйкан) за 1978–1981 гг. Нелькан, 1982.
342. *Мяло А. А.* Отчет о результатах разведочных работ на россыпном месторождении Курун-Урях за 1978–1983 гг. Уч. Курун-Урях-2. Нелькан, 1983.
343. *Натаров В. П.* Предварительный отчет о разведочных работах на золотом месторождении Малютка. М., 1956.
344. *Натаров В. П., Диомидова В. А.* Геология и золотоносность левобережья среднего течения р. Май Аяно-Майского района Хабаровского края (Отчет о работе Нельканской экспедиции треста «Золоторазведка» за 1942–1945 гг.). М., 1951.
345. *Неменман И. С.* Отчет по договору: «Обосновать направление геологоразведочных работ на золото в южной части Аллаха-Юньской зоны на основе составления карт литофаций и метаморфической зональности масштаба 1:50 000». Хабаровск, 1988.

346. *Никитин Ю. И.* Отчет (внеплановый) «Металлогения Челасинского рудного узла». Проблема 10. Хабаровск, 1980.
347. *Николюк П. В.* Информационный отчет о результатах нефтепоисковых работ, выполненных в 1998–1999 гг на Аимо-Майском, Учуро-Майском и Нижнеамурском объектах (листы О-53-VIII-XI, -XIV-XVII; М-54-III). Хабаровск, 2002. Фонды ФГУП «Дальгеофизика».
348. *Осипов А. Л., Кателла А. С., Ситников Н. В.* и др. Информационный отчет о результатах поисковых работ на рудное золото и платину в пределах Лантарского и Геранского габбро-анортозитовых массивов. Хабаровск, 2005.
349. *Осипов В. В.* Отчет о результатах поисковых (геолого-прогнозных) работ на горный хрусталь на площади развития хрусталеносных формаций Дальнего Востока. Объяснительная записка к картам хрусталеносности Дальнего Востока СССР. Красное, 1988.
350. *Останчук В. И.* Результаты опытно-методических поисковых работ на уч. Кондер. Отчет Центральной геохимической партии за 1979–1983 гг. Хабаровск, 1983.
351. *Останчук В. И.* Отчет Центральной геохимической партии за 1983–1987 гг. Хабаровск, 1987.
352. *Палагин А. В.* и др. Объяснительная записка к картам геохимической опоскованности и геохимических аномалий Хабаровского края и Амурской области масштаба 1 : 500 000 (Отчет Центральной геохимической партии за 1979–1981 гг.). Хабаровск, 1981.
353. *Панских Е. А.* Отчет по теме: «Оценка перспектив докембрийских комплексов Дальнего Востока на титановые руды». Хабаровск, 1985.
354. *Переверзев Л. Р.* (отв. исп.). Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Мурамня, Иоткан, Иникан (верхнее течение р. Мая). Отчет Курун-Уряхской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 и поисковых работ, проведенных в 1984–1990 гг. В пределах листов О-53-47-Г; О-53-48-Б, -В, -Г; О-53-59-Б; О-53-60-А, -Б, -В, -Г. Хабаровск, 1990.
355. *Первошицов В. П.* Информационный отчет о результатах поисковых и разведочных работ на россыпное золото в междуречье Мая–Нет–Нудыми за 1999–2000 гг. Хабаровск, 2004.
356. *Перминов Б. И.* Геологическое строение и промышленная оценка золоторудного месторождения Тас-Юрях (Отчет о результатах геологоразведочных работ за 1990–1994 гг. с подсчетом запасов на 1.07.1995 г.). Хабаровск, 1996.
357. *Петраш А. Г.* Отчет о результатах разведочных работ на россыпное золото в Аяно-Майском районе по рекам Большой Сафрон, Средний Сафрон, Правая Юона, Двухголовый, Тарыннах, Таас, проведенных Северной ГРП в 1975–1976 гг. Хабаровск, 1977.
358. *Пилипейко В. И.* Отчет о результатах разведочных работ на россыпное золото в долине руч. Туманный. Хабаровск, 2003.
359. *Полушин В. Г.* Отчет по геологическому заданию 35–15 за 1986–1989 гг. Хабаровск, 1989.
360. *Потапов Ф. А.* Предварительный отчет о поисковых работах руднопоисковой партии в вершине кл. Малютка. М., 1946.
361. *Потапов С. В.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Лист О-53-29-Г (партия 5, работы 1969 г.) М., 1971.
362. *Потапов С. В., Каминский Ф. В., Живцов Д. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Ингилийского района (части листов О-53-54-В, -Г и листы О-53-55-А, -Б). М., 1967.
363. *Потапов С. В., Лобанова А. Ф., Преображенский Ю. Е.* и др. Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Листы О-53-42-А, Б, В, Г и О-53-43-А, В. (партия № 3, работы 1967–1969 гг.) М., 1970.

364. *Потапов С. В., Лобанова А. В., Сурикова А. С.* и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на листах О-53-ХІ (западная часть), О-52-ХІІ, О-53-І, -ІІ, -VІІ, -VІІІ, -ХІV (партия № 3, работы 1971–1975 гг.). М., 1975.

365. *Потапов С. В., Лобанова А. Ф., Манукян А. М.* и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Листы О-53-107-А, -Б, -В, -Г; -108-А, -Б, -В, -Г; -111-А (часть листа), -Б; -120-А, -Б. Партия № 12, работы 1976–1981 гг. М., 1981.

366. *Потапов С. В., Лобанова А. Ф., Чернов С. А.* и др. Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000 и редакционно-увязочных работах на площади листов О-53-ХХІV, -ХVІІІ. М., 1984.

367. *Потоцкий Ю. П.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на цирконий, проведенных в центральной части Алгаминского месторождения в 1992–2000 гг. (Тастахский объект). Хабаровск, 2002.

368. *Пругов В. П.* Отчет о научно-исследовательской работе: «Петрографические и минерально-геохимические особенности зонального базит-ультрабазитового массива Чад и оценка перспектив его платиноносности». Новосибирск, 1990.

369. *Пуговкин А. А.* и др. Методическое обеспечение и сопровождение составления геолого-структурных, рудно-формационных основ прогнозных на уран разномасштабных карт, переоценка, учет и апробация прогнозных ресурсов урана категории Р₃ в рамках Государственного контракта ВБ-04-34/8 от 24.03.2006 г. «Методическое обеспечение и сопровождение прогнозно-поисковых и поисково-оценочных работ на уран». СПб., 2008. Фонды ВСЕГЕИ.

370. *Рассказов Ю. П.* и др. Эндогенная металлогения активизированной юго-восточной части Сибирской платформы и оценка ее золотой, молибденовой, вольфрамовой, свинцово-цинковой и другой рудоносности (на примере Охотско-Майского района). Хабаровск, 1975.

371. *Роганов Г. В.* Обоснованность первоочередных направлений ГРП по созданию сырьевых баз агроруд в перспективных районах юга Дальнего Востока. Отчет по договору 297. Хабаровск, 1989.

372. *Родионов Ю. Н.* Оценить перспективы золотоносности и сереброносности Курун-Уряхского рудного узла и определить направление геологоразведочных работ. Отчет по теме 10 Б. І.4/002(16) 12.03/423 (46д). М., 1991.

373. *Рунов Б. Е.* Отчет о поисковых работах в бассейне р. Хамна (северная часть листа О-53-V). Материалы по работам партии № 12 за 1960 г. М., 1961.

374. *Рунов Б. Е., Коген В. С.* Отчет по теме «Изучение закономерностей размещения золото-редкометалльного оруденения в зоне Билякчанского глубинного разлома. М., 1976.

375. *Саганюк В. Б.* Отчет о поисковых и поисково-оценочных работах на рудное золото в пределах Северо-Юнской рудоперспективной площади в 2002–2005 гг. (Объект Северо-Юнский) с подсчетом запасов по месторождению Василек по состоянию на 1.11.2004 г. Хабаровск, 2004.

376. *Сагир А. В., Бабич А. П., Зубков Ю. А.* Легенда Юдомской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новое поколение). Хандыга, 1996. Фонды ФГУП «Дальгеофизика».

377. *Сагнаев Л. К.* Отчет о результатах поисковых и разведочных работ на россыпное золото на территории Юнско-Даньского золоторудного узла (Даньская партия). Нелькан, 1980.

378. *Сагнаев Л. К.* Отчет о результатах разведки россыпей золота в долинах р. Ники, речек Белая, Левая Дюсмакит, Средняя Дюсмакит, ручьев Попутный, Правая Дюсмакит, Веселый и поисков в бассейне р. Дюсмакит на территории Юнско-Даньского золотоносного узла с подсчетом запасов по состоянию на 1.11.1982 г. Даньская партия. Никитский участок. 1979–1982 гг. Нелькан, 1982.

379. *Сагнаев Л. К.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на россыпное золото в междуречье Омни–Большого Айма на территории северной части Даньского золоторудного узла. Нелькан, 1984.

380. *Сагнаев Л. К.* Отчет о результатах детальной разведки первой очереди россыпного месторождения платины руч. Кондер с подсчетом запасов по состоянию на 1.12.1985 г. Нелькан, 1986.

381. *Сагнаев Л. К.* Отчет о результатах детальной разведки россыпей золота в долинах р. Правая Одола и руч. Нижний и Верхний Айкын, Горелый, Кривой на территории северной части Даньского золотоносного узла с подсчетом запасов. Нелькан, 1986.

382. *Сагнаев Л. К.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ, проведенных на россыпях платины и золота в окрестностях гольца Кондер (уч. Кондер-III, 1985–1989 гг. Нелькан, 1989).

383. *Сагнаев Л. К.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ, проведенных на россыпную платину в долине р. Уорголан (уч. Уорголан-II, 1988–1990 гг. Нелькан, 1990).

384. *Сагнаев Л. К.* Отчет о результатах детальной разведки россыпей платины (р. Уорголан) и золота (руч. Джеромик, Федот, Чуочаки). Участок Уорголан-III. 1989–1993 гг. Нелькан, 1994.

385. *Сагнаев Л. К., Боргояков В. Н.* Отчет о результатах поисковых и разведочных работ на россыпное золото на территории Томптоканского золотоносного узла в 1972–1976 гг. Нелькан, 1976.

386. *Сагнаев Л. К., Боргояков В. Н.* Отчет о результатах поисковых и разведочных работ на россыпное золото на территории Даньского золоторудного узла в 1973–1977 гг. Нелькан, 1977.

387. *Сагнаев Л. К., Ткаченко А. Ф.* Отчет о результатах разведки россыпного золота руч. Дань и Обсомакит на территории Даньского золотоносного узла с подсчетом запасов по состоянию на 1.05.1978 г. Нелькан, 1978.

388. *Самозванцев В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Хамна (северная часть листа О-53-V). М., 1960.

389. *Самозванцев В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые левобережья р. Дьабатгыма-Юрюэтэ (лист О-53-21-Б). Масштаб 1 : 50 000. М., 1965.

390. *Самозванцев В. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Юдомы (лист О-53-21-Г). Отчет по работам партии № 1 за 1965 г. М., 1966.

391. *Самозванцев В. А.* Окончательный отчет по геолого-поисковым работам на золото на юге Алданского щита. Лист О-53-В. М., 1970.

392. *Самозванцев В. А., Самозванцева З. М., Рунов Б. Е.* Геологическое строение и полезные ископаемые левобережья нижнего течения р. Кирбии (восточная часть листа О-53-Х). М., 1962.

393. *Сахьянов Л. О., Малых Г. Д.* Геологическое строение и промышленная оценка россыпного месторождения платиноидов р. Кондер. Отчет о результатах детальной разведки месторождения. Отчет о результатах детальной разведки месторождения за 1984–1988 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1989 г. Хабаровск, 1988.

394. Сводный отчетный баланс запасов серебра Хабаровского края на 1.01.2004 г. Хабаровск, 2004.

395. Сводный отчетный баланс запасов золота Хабаровского края на 1.01.2009 г. Хабаровск, 2009.

396. Сводный отчетный баланс запасов платиноидов Хабаровского края на 1.01.2009 г. Хабаровск, 2009.

397. *Селезнев П. Н.* Техничко-экономическое обоснование районных кондиций для подсчета запасов месторождений россыпного золота для северных районов Хабаровского края (севернее 55° с. ш.) и на территории Сахалинской области. Хабаровск, 2004.

398. *Серёда В. З.* Отчет о результатах поисков россыпного золота в бассейне среднего течения р. Магей (долины рек Иктанда и Огоньго). Хабаровск, 1982.

399. *Середа В. З.* Отчет о результатах поисково-оценочных и разведочных работ на россыпное золото в бассейнах рек Лантарь и Немуй за 1986–1990 гг. Хабаровск, 1990.
400. *Середа В. З.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на россыпное золото в бассейнах рек Немуй, Хайунда, Одола за 1993–1997 гг. Хабаровск, 1997.
401. *Середа В. З., Крот В. Е.* Отчет о результатах поисков россыпных месторождений золота в бассейнах рек Маймакан, Немуй, Мутэ, Лантарь. Хабаровск, 1968.
402. *Середа В. З., Крот В. Е.* Отчет о результатах разведки россыпи золота руч. Тарыннах на территории Одолинского золотоносного узла с подсчетом запасов по состоянию на 1.10.1978 г. ДВ ТФИ, Хабаровск, 1978.
403. *Силичев М. К.* Отчет о поисково-разведочных работах на месторождении тантала, ниобия и редких земель «Горное Озеро» в 1960–1961 гг. Хандыга, 1962. Якутский ИКЦ.
404. *Силичев М. К.* Отчет о работе Право-Лединской поисково-оценочной партии масштаба 1:10 000 и Право-Лединского геофизического отряда за 1963 г. Хандыга, 1964. Якутский ИКЦ.
405. *Ситников Н. В.* Информационный отчет о результатах незавершенных поисковых работ на медь, никель и платиноиды в северо-восточной части Лантарского габбро-анортозитового массива в 1997–2003 гг. Хабаровск, 2006.
406. *Скороход В. З.* Отчет о работе Аяно-Майской геолого-поисковой экспедиции в среднем течении р. Мая в 1937 г. 1938.
407. *Скотаренко В. В.* Материалы по геоморфологии и стратиграфии четвертичных отложений долины р. Учур с данными результатов шлихового опробования и элементами прогнозной оценки (приложение к отчету партии № 6 за 1961 г.). М., 1962.
408. *Скотаренко В. В., Моралев В. М., Скотаренко С. Д.* Отчет о поисково-геохимических работах в бассейне р. Маймакан. М., 1964.
409. *Скотаренко В. В., Ремизова С. Т.* Геолого-геоморфологическое строение и полезные ископаемые долины р. Май (в верхнем течении) (части листов О-53 и О-54). Отчет по работам отряда № 17 за 1962 г. М., 1963.
410. *Скотаренко С. Д., Скотаренко В. В.* и др. Отчет о поисково-геохимических работах в бассейне р. Батомга. Лист О-53-XXXV (по работам отряда № 17 за 1964 г.). М., 1965.
411. *Слезко В. А.* Отчет о геологоразведочных работах 1968–1972 гг. на месторождении Курун-Урях с подсчетом запасов на 1 июля 1972 г. Хандыга, 1972.
412. *Слезко В. А., Варченко В. Б.* и др. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на Юрском месторождении и Дуэтском рудопоявлении Юрского рудного поля за 1979–1983 гг. с подсчетом запасов на 1.01.1984 г. (Дуэтский отряд). Хандыга, 1983. Якутский ИКЦ.
413. *Слесарев А. В.* Отчет Ревизионной партии о результатах поисковых работ на цветные камни (агат, халцедон) в Уракском агатоносном районе в 1985–1987 гг. Красное, 1987.
414. *Смирнов В. П.* Отчет о результатах разведки золотоносной россыпи руч. Мутного с подсчетом запасов по состоянию на 1.04.1981 г. (Маймаканская партия, 1977–1979 гг.). Нелькан, 1981.
415. *Смирнов В. П.* Отчет о результатах разведки золотоносной россыпи руч. Варвары Даньского золотоносного узла с подсчетом запасов по состоянию на 1.07.1981 г. (Даньская партия, 1980–1981 гг.). Нелькан, 1982.
416. *Смирнов В. П.* Отчет о результатах разведки россыпией золота в бассейне р. Большого Айма на площади Кет-Капского золотоносного узла. Аимский участок, 1983–1987 гг. Нелькан, 1988.
417. *Смирнов В. П.* Отчет о результатах поисково-оценочных и разведочных работ на россыпное золото в междуречье Учюра и Большого Айма (Кет-Капский золотоносный узел). Участок Бокур, 1987–1990 гг. Нелькан, 1991.
418. *Соболев А. Е.* Оценить перспективы юго-восточной части Сетте-Дабана (Майско-Нетская зона) на медь, свинец, цинк с составлением прогнозно-металлогенической карты масштаба 1:200 000 за 1985–1988 гг. (тема № 311). Л., 1988.

419. *Соболев А. Е.* Произвести прогнозную оценку по категориям P_2 и P_3 перспективных площадей юга Сетте-Дабана на стратиформное оруденение (P,Au,As,Pb,Zn,Cu) с составлением прогнозных карт масштаба 1 : 500 000. Тема 3337 договорная ВСЕГЕИ с Дальгеоцентром. Л., 1992.

420. *Солдатов О. Б.* Создание машинного банка геологических и сопутствующих им карт и данных геологосъемочных работ (Отчет по Машинокартографическому объекту за 1993–1994 гг.). Хабаровск, 1995.

421. *Ставцев А. Л.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Челасина и Батомги (северо-восточная часть листа О-53-XXIX). Отчет о работе партии № 4 за 1962 год. М., 1962.

422. *Ставцев А. Л.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Джугджурская. Лист О-53-XXIX. Объяснительная записка. М., 1965.

423. *Ставцев А. Л., Ельянов А. А., Попов М. Я.* Геологическое строение бассейна среднего течения р. Мая (лист О-53-XVII). М., 1959.

424. *Ставцев А. Л., Тархова М. А., Чешихина К. Г.* Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части хр. Джугджур (лист О-53-XXX). Отчет о поисковых и редакционно-увязочных работах партии № 4 экспедиции 2 ВАГТ за 1960 г. М., 1961.

425. *Старк А. Г., Мальцева Л. П., Иванов И. М.* Отчет по теме 221 : «Составление карты золотоносности восточной части Охотского района масштаба 1 : 500 000 за 1975–1978 гг. Охотск, 1978.

426. *Старников А. И., Афанасьев М. Г., Волкодав И. Г.* и др. Сводная легенда Майской серии листов Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 200 000. Хандыга, 1982. Фонды ФГУП «Дальгеофизика».

427. *Старников А. И., Базилевская Р. В., Кузьмин П. П.* Отчет о результатах поисково-съемочных 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 трапеции листа О-53-V за 1972–1974 гг. (Дукатская поисково-съемочная партия). Хандыга, 1975. Якутский ИКЦ.

428. *Степанов О. А., Галева В. Г.* Отчет о результатах поисковых работ на бор в центральной части хр. Джугджур в бассейнах рек Гोनчан и Алдома. Хабаровск, 1966.

429. *Степанов Н. Н.* Отчет о результатах опережающих геолого-геофизических работ масштабов 1 : 25 000–1 : 10 000 в пределах Кет-Капской золотоносной площади в Аяно-Майском районе (Хвойный объект). Листы О-52-XXIV, О-53-XIX. Хабаровск, 1996.

430. *Степанов Н. Н., Емельяненко Е. П., Багринцев А. В.* Отчет о результатах поисковых геолого-геофизических работ масштаба 1 : 25 000 в западной части Кет-Капского золоторудного района в 1995–1999 гг. с подсчетом запасов (Бокурский объект). Хабаровск, 2000.

431. *Степанов Н. Н., Морин А. О., Емельяненко Е. П.* Отчет о поисковых и поисково-оценочных работах на рудное золото в западной части Кет-Капского золоторудного района (Бокурский объект) в 2000–2003 гг. Хабаровск, 2004.

432. *Сухоруков В. И., Горлова А. Л., Круковский П. Ю.* и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на территории листов Р-53-131-В-б, -г, -Г-а, -в; Р-53-143-А, -Б-а, -в, -В, -Г-а, -в; О-53-11-А, -В, -Г-в, -г; О-53-23 по работам Кеатанской партии в 1978–1983 гг. Хандыга, 1983. Фонды ВСЕГЕИ.

433. *Сушко А. А., Павлов Г. П.* Разведанность и золотоносность Южного Верхоянья. Объяснительная записка (отчет) о работе партии по ревизии и обобщению геологических материалов и составлению спецкарт по Аллах-Юньскому золотоносному району за 1962–1966 гг. Хандыга, 1968. Якутский ИКЦ.

434. *Сушко А. А., Базилевский В. М., Селезнев Ю. Н.* Отчет о ревизии и обобщении геологических материалов по рудному золоту в Аллах-Юньском золотоносном районе. Хандыга, 1975. Якутский ИКЦ.

435. *Сушков П. А.* Отчет Юдомской геологоразведочной партии за 1963 г. Хандыга, 1964. Якутский ИКЦ.

436. Схема геолого-структурного районирования Хабаровского края, Еврейской автономной области и сопредельных территорий / Ред. А. Ф. Васькин, Г. В. Роганов. Хабаровск, 2006.

437. *Сысоев В. А., Югай Т. А.* Отчет о результатах геолого-поисковых работ на медь и полиметаллы, проведенных в центральной части хр. Джугджур. (Джугджурская поисковая партия, 1961 г.). Хабаровск, 1962.

438. *Съедин И. М., Шлейкин П. Д., Шевченко Е. А.* и др. Отчет о результатах опытно-производственных геохимических работ по потокам рассеяния масштаба 1 : 200 000 на Майской площади, проведенных геолого-поисковой партией 7/84–86 в 1984–1986 гг. в Хабаровском крае. Александров, 1987.

439. *Ткаченко А. Ф.* Отчет о результатах разведки россыпи золота руч. Арзамазов на территории Даньского золотоносного узла с подсчетом запасов по состоянию на 1.07.1979 г. Нелькан, 1979.

440. *Ткаченко А. Ф.* Отчет о результатах предварительной разведки россыпей золота в бассейне среднего и верхнего течений р. Одолы за 1983–1986 гг. (Одолинский участок). Нелькан, 1987.

441. *Ткаченко А. Ф.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ, проведенных на россыпное золото в междуречье Батомги и Маймакана (Одолинский золотоносный узел, уч. Амуткан, 1986–1990 гг.). Нелькан, 1990.

442. *Ткаченко А. Ф.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на россыпное золото в Аяно-Майском районе за 1993 г. Участок Немуй. Нелькан, 1994.

443. *Ткаченко А. Ф.* Отчет о проведении поисковых, поисково-оценочных и разведочных работ на россыпное золото в пределах Челасинского золоторудного узла в 1998 г. Нелькан, 1999.

444. *Ткаченко А. Ф.* Отчет о проведении поисковых, поисково-оценочных и разведочных работ на россыпное золото в пределах Кет-Капского и Даньского золотоносных узлов в 1999–2001 гг. (Кет-Капско-Даньский объект), с подсчетом запасов по месторождениям Джемкие, Удачный, Буор, Сосновый, Тасс на 1.01.2003 г. Хабаровск, 2003.

445. *Ткаченко А. Ф.* Отчет о проведении поисковых, поисково-оценочных и разведочных работ на россыпное золото в пределах Учуро-Тырканской золотоносной площади в 1997–2001 гг. (Учуро-Тырканский объект), с подсчетом запасов по россыпным месторождениям ручьев Беспровзванный, Верхний Качкан и Чудный по состоянию на 1.01.2004 г. Хабаровск, 2004.

446. *Ткаченко А. Ф.* Отчет о проведении поисковых, поисково-оценочных и разведочных работ на россыпное золото в пределах Учурского золотоносного района в 2000–2003 гг. (Юнско-Даньский объект). Хабаровск, 2004.

447. *Ткаченко А. Ф.* Отчет о проведении поисково-оценочных и разведочных работ на россыпном месторождении Кондер в долине р. Ургалан в 2002–2007 гг. с оперативным подсчетом запасов по состоянию на 1.12.2007 г. (Объект Ургалан). Хабаровск, 2007.

448. *Трумпе И. Н.* Отчет о работе Нядогинской геологосъемочной партии масштаба 1 : 100 000 за 1956 г. (Геологическое строение и полезные ископаемые правобережья среднего течения р. Алдома). Хабаровск, 1957.

449. *Трумпе И. Н.* Отчет о работе Верхне-Лантарской геологосъемочной партии масштаба 1 : 100 000 за 1955 г. Хабаровск, 1958.

450. *Утробин Д. В., Максимов Е. П., Хитина Е. Б.* Легенда Алданской серии листов Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 200 000 (издание 2-е). Алдан, 2002. Фонды ФГУП «Дальгеофизика».

451. *Феоктистов В. П., Смелова Л. В.* и др. Создание системы учета и мониторинга металлогенического потенциала и прогнозных ресурсов категории Р₃ территории России и ее континентального шельфа на основе региональных геолого-геофизических и геохимических работ. Отчет. Кн. 1. М., 2008. Росгеолфонд.

452. *Филиппов А. А., Середва В. З.* Промежуточный отчет о поисковых и поисково-разведочных работах на россыпное и рудное золото в бассейнах рек Лантарь и Тунум (Аяно-Майская партия, 1968–1969 гг. Нелькан, 1969. ДВ ТФИ.

453. *Филиппов А. А., Крот В. Е.* Отчет о результатах разведочных работ на месторождении россыпного золота в долине р. Иннях в 1968–1971 гг. (с подсчетом промышленных запасов по состоянию на 1 октября 1971 г.). Лантарская партия. Нелькан, 1972.

454. *Филиппов А. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Тыркан (южная половина листа О-53-XXXI). Отчет о работе партии № 5 за 1959 г. М., 1959.

455. *Филиппов А. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Тыркан, лист О-53-XXXI. М., 1960.

456. *Филиппов А. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Уяна и Учюра (южная половина листа О-53-XXXII). М., 1961.

457. *Филиппов А. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Уяна и Учюра (северная половина листа О-53-XXXII). М., 1962.

458. *Филичев И. И., Смирнова Н. М., Рудакова Г. И.* и др. Геология и полезные ископаемые западной части территории листа О-53-XXVIII (междуречье Одолы и Маймакана). М., 1965.

459. *Филичев И. И., Смирнова Н. М., Рудакова Г. И.* и др. Геология и полезные ископаемые юго-западной части территории листа О-53-XXVIII (междуречье Утуканджи и Маймакана). М., 1966.

460. *Фролов Ф. С.* (отв. исп.). Перспективная оценка территории Хабаровского края на баритовое сырье. Отчет по теме 410 за 1992–1996 гг. Хабаровск, 1996.

461. *Фролов Ф. С.* Легенда Охотской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание 2-е). Объяснительная записка. Хабаровск, 1998.

462. *Фролов Ф. С.* (отв. исп.), *Васькин А. Ф.* (гл. ред.). Легенда Дальневосточной серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Объяснительная записка. Хабаровск, 2002.

463. *Фролов Ф. С.* (отв. исп.), *Роганов Г. В.* (гл. ред.). Легенда Охотской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание 2-е). Хабаровск, 2002. Фонды ФГУП «Дальгеофизика».

464. *Чельгин В. Е.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Маймакан и Чумикан. Информационный отчет Джагдаканской партии о результатах работ групповой геологической съемки и геологического доизучения площадей масштаба 1 : 50 000 с общими поисками, проведенных в пределах топотрапей О-53-101-А, -Б, -В, -Г; -102-А, -Б, -В, -Г в 1989–1992 гг. (по незавершенным работам). Хабаровск, 2002.

465. *Чельгин В. Е., Шмигирилов В. М., Шевченко Б. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Батомга, Магей, Челасин (Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 и поисковых работ, проведенных Магейской партией в 1973–1976 гг. В пределах трапей О-53-117-В-в, -г, -Г-б, -в, -г; О-53-118-А-в, -г, -В; О-53-118-Б-в, -г, -Г; О-53-119-А-в, -г, -В; О-53-129-А, -Б, -В, -Г; О-53-130-А, -Б, -В, -Г; О-53-141-А, -Б, -В-а, -б, -в; Г-а, -б; О-53-142-А-а, -б, -в; -Б-а, -б; О-53-140-Г; N-53-8-Б-а, -б; -9-а, а также о результатах поисковых работ масштаба 1 : 10 000, проведенных Ньюкинским отрядом на рудопроявлениях Ньюку, Ланда и Челасин в 1975–1976 гг.). Хабаровск, 1978.

466. *Чернов С. А.* Отчет партии № 27 о космофотогеологическом картировании масштаба 1 : 500 000, проведенном в 1984–1988 гг. на юго-востоке Сибирской платформы (объект № 12). Листы Р-51-В, -Г; Р-52-В, -Г; Р-53-В; О-51-А, -Б; О-52-А, -Б; О-53-А. М., 1988.

467. *Чернов С. А.* Отчет о геолого-минералогическом картировании масштаба 1 : 200 000 в пределах листов О-52-XXIII, -XXIV; О-53-XIV, -XV, -XIX, -X (северная

половина), проведенном в 1989–1993 гг. Партия № 27, объект 434 «Закономерности размещения и прогноз золотого оруденения в Центральной части Учуро-Майского региона». М., 1994.

468. *Чирков П. Л.* Объяснительная записка к подсчету запасов золота в россыпях Томптоканского узла Учурского золотоносного района по состоянию на 2.12.1975 г. Нелькан, 1975.

469. *Чирков П. Л.* Объяснительная записка к пересчету запасов золота по Буортассовскому рудному узлу Учурского золотоносного района по состоянию на 1 марта 1976 г. Нелькан, 1976.

470. *Чирков П. Л.* Объяснительная записка к пересчету запасов золота по россыпям Латаа-Юнского узла Учурского золотоносного района по состоянию на 1.03.1976 г. Нелькан, 1976.

471. *Чистяков Г. И.* Отчет о геологоразведочных работах на россыпном месторождении золота по р. Лев. Улахан-Чайдах с подсчетом запасов по состоянию на 31 декабря 1966 г. Нелькан, 1966.

472. *Чистяков Г. И.* Отчет о результатах геологоразведочных работ, проведенных Аимской партией в Учурском золотоносном районе в 1968–1969 гг. с подсчетом запасов на 1.12.1969 г. Нелькан, 1969.

473. *Шаповаленко В. Н.* (отв. исп.). Отчет о результатах работ по объекту «Геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр территории Российской Федерации и ее континентального шельфа». (Составление ГИС-атласа карт геологического содержания масштаба 1 : 1 000 000 Дальневосточного федерального округа). СПб., 2003.

474. *Шаров Л. А.* Геокриологическая карта Хабаровского края и Еврейской автономной области масштаба 1 : 2 500 000. Пояснительная записка. Хабаровск, 2000. Фонды ФГУП «Дальгеофизика».

475. *Шаров Л. А., Давидович М. С., Давыденко Л. В.* Отчет по теме 11–95-03/8 «Составление геоэкологической карты Хабаровского края и Еврейской автономной области в масштабе 1 : 1 000 000 за 1995–1998 гг. Хабаровск, 1998.

476. *Шаров Л. А., Давидович М. С., Литвиненко Н. Д.* Отчет по теме 11–99-27/1 «Систематизация материалов по стратиграфии четвертичных отложений Хабаровского края и Еврейской автономной области за 1999–2001 гг.» Объяснительная записка. Хабаровск, 2001.

477. *Шаров Л. А., Давидович М. С.* Отчет о работах по созданию геохимической, дистанционной основ для листов О-53, М-53, N-53 и геофизической основы для листов О-53 и М-53 Госгеолкарты 1000/3 (объект Дистанционный) за 2000–2002 гг. Раздел 3. Создание дистанционной основы для листов М-53, N-53, О-53. Объяснительная записка. Хабаровск, 2001.

478. *Шатов В. Ф.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на участках Лот и Юки за 1988–1990 гг. Листы О-54-I, О-53-VI. Охотск, 1990.

479. *Шевченко Б. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов среднего течения рек Омня, Уоргалан, верхнего течения р. Ичас (Отчет Уоргаланской партии о результатах ГТС-50 и общих поисков за 1986–1990 гг. В пределах листов О-53-77-B, Г; -78-B; -89-A, -B; -90-A-a-1, -3; -в-1, -3, -4; г-3, -4; -90-B. Хабаровск, 1990.

480. *Шевченко В. И., Сапожникова В. Г., Стручков В. М.* Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1970–1971 гг. Беряканской партией в междуречье Юна–Дьюйюкээн (листы О-53-99-A,-B, О-53-100-A, О-53-88-B). Алдан, 1972.

481. *Шенкман Я. Д.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов верхнего течения рек Хайкан, Амуликан, Айайя и Кокур (лист О-53-XXXI). Отчет по работам 1964 г. М., 1965.

482. *Шенкман Я. Д.* Окончательный отчет по геологической съемке листа О-53-XXXII. М., 1968.

483. *Шишкина Г. Р.* Биостратиграфическое изучение палеозойских отложений Аянской зоны (Отчет по теме № 419 за 1995–2000 гг.). Хабаровск, 2000.
484. *Шмигирилов В. М.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые рек Утукачан, Чад и нижнего течения р. Магей. Отчет Чадыской партии о результатах групповой геологической съемки и общих поисков за 1987–1991 гг. Листы О-53-114-Б, -Г; -126-Б; -127-А, -Б; -128-А, -Б. Хабаровск, 1992.
485. *Шмырин В. А.* Отчет о работе Кучуйского (Комуйского) поискового отряда за 1949 г. М., 1949.
486. *Шпак Н. С., Живцов Д. А., Аркус Н. Г.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов среднего течения рек Май и Омни (лист О-53-ХV). М., 1966.
487. *Шпак Н. С., Алексеев В. Р., Аркус Н. Г.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые листа О-53-XXI. М., 1967.
488. *Штейнберг С. Л.* Отчет о результатах поисков золотоносных россыпей и золоторудных проявлений в бассейне верхнего течения р. Батомга. Хабаровск, 1976.
489. *Штейнберг С. Л., Крот В. Е., Степура Д. С.* Отчет о поисковых и поисково-разведочных работах на россыпное и рудное золото в бассейнах рек Лантарь, Мамай, Таймень, Уйка, Мерикон, правых притоков р. Алдома, Тунум и Батомга (Аяно-Майская партия, 1970–1972 гг.). Хабаровск, 1973.
490. *Штейнберг С. Л., Семенов С. И.* Отчет о результатах поисков золоторудных проявлений и россыпей золота в бассейне верхнего течения р. Челасин. Хабаровск, 1975.
491. *Щукин Ю. Н., Бутвин В. Н., Ершов И. А.* Отчет по поисковым и поисково-оценочным работам на рудное золото в пределах Улахан-Чайдахского рудного узла (хр. Кет-Кап) в 1999–2002 г. Хабаровск, 2003.
492. *Щукин Ю. Н., Бутвин В. Н., Ершов И. А.* Отчет о поисковых и поисково-оценочных работах на рудное золото в пределах Улахан-Чайдахского рудного узла в 2002–2005 гг. (Объект Улахан-3) с подсчетом запасов зоны Южная по состоянию на 1.11.2003 г. Хабаровск, 2006.
493. *Эпштейн Е. М., Волкодав И. Г., Здорик Т. Б.* и др. Редкометалльные карбонаты Горноозерского месторождения (геология, вещественный состав и оценка). М., 1964. Якутский ИКЦ.
494. *Якшин М. С.* Отчет по теме «Стратиграфия рифея и венда Учуро-Майского региона» (площадь Нудымийской партии Хабаровской ПСЭ) по хоздоговорной теме № 102-91. Хабаровск, 1992.
495. *Ян-жсин-шин В. А.* (отв. исп.), *Кропачев А. П.* (гл. ред.). Легенда Юдомской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (дополнения и изменения). Объяснительная записка. Якутск–Санкт-Петербург, 2008. Фонды ФГУП «Дальгеофизика».
-

Каталог объектов полезных ископаемых и их признаков, показанных на листе О-53 Госгеолкарты масштаба 1:1 000 000

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Горючие ископаемые			
Нефть			
II-3-5	П	Лаханда (р. Улахан-Лаханда в 6 км от устья)	406, 141, 98
Горючие сланцы			
II-2-1	П	Среднее течение р. Улах	364, 92
II-2-2	П	Среднее течение р. Чыян	364, 92
III-2-3	П	Левобережье р. Аим у устья р. Малый Аим	364
Металлические ископаемые			
Черные металлы			
Железо			
I-4-1	ПМ	Руч. Ойусардах (правый приток р. У-Юрях)	96
I-4-9	ПМ	Эльгекянский (истоки р. Эльгекян)	237, 96
I-4-10	ПМ	Верхнеэльгекянский (верховье р. Эльгекян)	237, 96
I-5-20	ПМ	Верховье руч. Нюрукан	427, 162, 390, 201
I-5-25	ПМ	Река Хамнылыма	390, 162, 201, 427
II-3-1	ПМ	Кумахинский (верхнее течение р. Кумаха)	362
II-3-2	ПМ	Нерюэн-1 (среднее течение р. Нерюэн)	141
II-3-3	ПМ	Нерюэн-2 (приустьевая часть р. Нерюэн)	141
II-3-4	ПМ	Оз. Этеге	362
II-3-6	ПМ	Верховье р. Талая	141
II-3-7	ПМ	Истоки р. Ордовокуя	362
II-4-2	ПМ	Река Улахан-Крестях	112
II-4-5	ПМ	Правобережье р. Большой Кандык	112
II-5-29	ПМ	Правобережье р. Тайма	321
III-3-1	ПМ	Руч. Талындая-1	362
III-3-2	ПМ	Руч. Талындая-2	152
III-3-3	ПМ	Река Уэсе-Кыллах	152
III-3-5	ПМ	Скалы Сыгарыя	486, 152
III-4-7	ПМ	Нижнее течение р. Ингили	362, 6
III-4-10	ПМ	Река Лексена	6
III-4-12	ПМ	Руч. Очандах	6
III-4-13	ПМ	Река Ляки	6

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-4-14	ПМ	Река Уэся-Уона	244, 253
III-5-1	ПМ	Река Турча	7
III-6-23	ПМ	Река Левая Айля	111
III-6-24	ПМ	Правобережье р. Мая выше устья р. Мондона	111
III-6-26	ПМ	Река Нет	111
III-6-27	ПМ	Река Нет у устья р. Айля	111
III-6-32	ПМ	Река Неньнеи	111
IV-2-16	ПМ	Верхненикийский (верховье р. Ника)	88
IV-2-47	ПМ	Болодохский (верхнее течение р. Болоджак)	88
IV-4-1	ПМ	Река Аллара-Отокит	274, 5
IV-4-3	ПМ	Река Мая у устья р. Маймакан	274, 5
IV-5-5	ПМ	Река Игникан	304, 68
IV-5-8	ПМ	Верховье р. Игникан	304, 68
IV-6-3	ПМ	Река Северный Уй	110
IV-6-4	ПМ	Междуречье Тотта–Северный Уй	110
IV-6-7	ПМ	Река Челасин	243, 366
IV-6-8	ПМ	Верховье р. Челасин	243, 366
IV-6-22	ПМ	Верховье р. Малый Комуи	243, 366
V-5-7	ПМ	Река Нижний Дайкан	422
V-5-17	ПМ	Река Номпчи	465
V-6-13	ПМ	Река Бурунда	333, 132
V-6-25	ПМ	Руч. Куна (левый приток р. Челасин)	465
VI-3-16	ПМ	Правобережье верхнего течения р. Улкан	233
VI-3-20	ПМ	Верховье р. Правый Тум	233
VI-3-25	ПМ	Правобережье верхнего течения р. Нимар	233
VI-4-26	ПМ	Левобережье верхнего течения р. Маймакан	233
VI-5-18	ПМ	Лимонитовый (Бирандинский)	410
VI-5-20	ПМ	Магнетитовый (Арыдчанский)	410
Т и т а н			
VI-3-26	РП	Верховье р. Учур	230
VI-5-24	П	Тарзан (междуречье Биранджа–Овхтогон)	35
VI-5-31	П	Мутэхское (верховье р. Мутэ)	207, 353, 301, 35
VI-6-1	РП	Нижнеипсинское (низовье р. Ипси)	36
VI-6-4	РП	Верхнеипсинское (среднее течение р. Ипси)	36
VI-6-28	П	Тайменьское	249
VI-6-29	П	Анняхское I и II	249
VI-6-30	П	Мукдакандинское (среднее течение р. Мамай)	249

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-6-31	П	Джулгункитское	249
VI-6-32	П	Нижнетайменское	249
VI-6-34	П	Инняхское (левобережье р. Лантарь)	228, 36, 249
II-5-27	ПМ	Правобережье р. Тайма	321
III-5-4	ПМ	Река Онне	423, 7
VI-5-38	ПМ	Руч. Олений (правый приток р. Орого)	249
VI-6-8	ПМ	Ипсинский	36
VI-6-9	ПМ	Верхнеуйканский	36
VI-6-18	ПМ	Среднее течение р. Нядоми	36
VI-6-20	ПМ	Левотайменский	36
VI-6-25	ПМ	Среднетайменский	36
VI-6-33	ВГХО	Бассейн руч. Светлый (приток р. Онектогин)	249
Цветные металлы М е д ь			
IV-6-16	ММ	Малокомуйское	242, 346, 366
II-6-11	П	Верхнемурамнянское	354, 247, 321, 370
III-1-1	П	Малоаимское	466
III-6-12	П	Верховье р. Нижний Иниканчан	354
III-6-15	П	Река Боронг	250, 111
III-6-22	П	Река Маямкан	354
III-6-29	П	Курелькан	312
IV-6-13	П	Бородинское (правобержье р. Малый Комуй)	370, 110
IV-6-15	П	Снежок	370, 110
V-6-18	П	Горахан (верховье р. Верхний Улкан)	109
V-6-19	П	Танчи	132
V-6-28	П	Назаровское (верховье р. Гоночан)	132, 109
V-6-33	П	Река Челасин	465
VI-6-12	П	Батомгское (Авланджинское)	208, 405
VI-6-14	П	Нядоми	348, 405
VI-6-15	П	Скелетное	348, 405
I-6-28	ПМ	Стрела (верховье р. Укачи)	204
II-6-13	ПМ	Река Мурындакит	4
II-6-15	ПМ	Левобережье р. Мурындакит	354
II-6-16	ПМ	Северный	4, 354
II-6-19	ПМ	Левомурамнянский	354
II-6-20	ПМ	Правобережье р. Иоткан	354
III-6-8	ПМ	Безымянный (левобережье р. Мая)	354
IV-5-2	ПМ	Река Наюм	271, 68

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-5-1	ПМ	Река Маиль	422
V-5-2	ПМ	Река Маиль	422
V-5-9	ПМ	Река Тонекан	422
V-5-13	ПМ	Руч. Соседний (правый приток р. Номпчи)	465
V-6-16	ПМ	Бурундинский	132, 109
VI-5-32	ПМ	Верхнемутэхский	348
III-3-8	ШО	Междуречье Мая–Омня	486, 152
III-3-11	ВГХП	Правобережье р. Мая	486, 152
III-3-12	ВГХО	Бассейн рек Курунг-Сала и Орто-Сала	486, 152
III-3-13	ВГХО	Бассейн р. Уэся-Уона	486, 152
III-6-6	ВГХО	Бассейн руч. Беранья (левый приток р. Мая)	354
IV-4-2	ВГХО	Бассейн р. Правый Керпыль	5
IV-5-3	ВГХП	Бассейн р. Чуя	271, 68
С в и н е ц			
I-5-1	МК	Сардана	133, 290, 427
I-5-6	МК	Уруй	133, 290, 427
I-5-4	П	Бытгалахское	133, 290
I-5-27	П	Муоландин	390, 370, 162, 264
I-5-30	П	Сордонгнох	390, 133, 201
I-6-32	П	Межгорное	432
I-6-35	П	Руч. Ласточка (правый приток р. Лови)	370
II-5-2	П	Руч. Дэллиндэ (левый приток р. Юдома)	251
II-5-8	П	Руч. Лугунур-Сала (левый приток р. Бес-Юрях)	370
II-5-9	П	Радужное (междуречье Лугун–Бес-Юрях)	370,121
II-6-2	П	Река Мопр	370
II-6-24	П	Река Сокурдах	354, 372, 321
III-2-1	П	Большеаимское	467
VI-4-22	П	Нальнинджинское	3, 408
I-1-1	ПМ	Правобережье р. Билир	364, 93
I-2-1	ПМ	Река Тарынг-Эльге	93
I-5-2	ПМ	Южный	388, 133, 201
I-5-3	ПМ	Руч. Бытгах (приток р. Курунг-Дяукат)	133
I-5-5	ПМ	Улардахский	133
I-5-7	ПМ	Стланиковый	133
I-5-8	ПМ	Северный	133
I-5-18	ПМ	Туостахский	388, 133
I-5-28	ПМ	Нижнее течение р. Кыра-Ыатагы	133
I-5-31	ПМ	Левобережье нижнего течения р. Юдома	201, 133

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-6-24	ПМ	Река Юдома выше устья р. Утайка	201, 89
I-6-29	ПМ	Река Юдома ниже устья р. Утайка	89
II-5-6	ПМ	Река Емелекен-Сала	251
II-5-7	ПМ	Верховье р. Бес-Юрях	321
II-6-5	ПМ	Междуречье Мопр–Тур	370, 204
IV-2-10	ПМ	Верхнее течение р. Лата	285, 197
V-5-11	ПМ	Река Немуйкан	422
V-5-15	ПМ	Руч. Мерзлый	465
V-6-22	ПМ	Руч. Поворотный	109
VI-4-9	ПМ	Истоки р. Хоту	233
VI-4-16	ПМ	Река Правый Юктанда	233
VI-4-19	ПМ	Река Дьюкатели	3
VI-4-27	ПМ	Правобережье р. Кира	3
VI-6-17	ПМ	Каракатица (верховье р. Нядоми)	36
II-5-19	ШО	Бассейн р. Большой Маталакан	251
III-1-2	ШО	Бассейн р. Улахан-Даллын	56
VI-5-35	ШО	Верховье р. Евгачан	34, 35
II-5-24	ВГХО	Бассейн руч. Джолондо	121
IV-5-1	ВГХО	Бассейн рек Наюм и Чандыкан	271, 68
IV-5-6	ВГХО	Бассейн р. Большая Кира	304, 68
V-5-5	ВГХО	Бассейн р. Нижний Дайкан	422
V-5-8	ВГХО	Бассейн р. Немуйкан	131, 465
V-6-30	ВГХО	Правобережье р. Бирандя	465
VI-4-20	ВГХО	Верховья рек Нальнинджа, Мукиutkan, Огоньго	465
VI-5-14	ВГХО	Междуречье Мотара–Тунум	465
VI-6-24	ВГХО	Правобережье р. Мерикон	249
Ц и н к			
II-5-1	П	Нижний Пуханил	251
II-5-11	П	Лугун- I	251
II-5-12	П	Лугун II	251
II-5-13	П	Пуханил	251
II-5-14	П	Хочо	370, 251
II-5-15	П	Река Мал. Маталакан	370, 251
III-2-2	П	Правобережье р. Большой Аим	467
III-5-6	П	Река Дьюхта	7, 370
V-6-10	П	Билькачанское	132, 109
II-5-4	ПМ	Бес-Юрях-1	121, 201
II-5-5	ПМ	Бес-Юрях-2	121, 370

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-5-23	ПМ	Руч. Мшистый (левый приток р. Горби)	321
II-5-26	ПМ	Юкин (левобережье р. Горби)	121, 370
II-5-30	ПМ	Руч. Сырдах	321
III-2-4	ПМ	Малоаимский	467
III-2-5	ПМ	Руч. Чурин	466
III-5-2	ПМ	Река Турча	7
III-6-2	ПМ	Река Мая, у устья р. Иникан	251, 111
III-6-19	ПМ	Река Лалиму	251, 111
IV-4-5	ПМ	Левобережье р. Маймакан	274, 5
V-6-17	ПМ	Верховье р. Улкан	109
II-4-4	ШО	Бассейн р. Малый Кандык	327, 112
II-4-3	ВГХО	Бассейн р. Харагалак	327, 112
II-4-6	ВГХО	Бассейн р. Верхний Тарыннах	327, 392, 112
IV-5-7	ВГХП	Руч. Муркан	272, 68
V-5-3	ВГХО	Бассейн р. Брекачан	422
Н и к е л ь			
V-3-3	ПМ	Левобережье среднего течения р. Чумикан	464
V-3-9	ПМ	Река Лавландя	464
V-3-17	ПМ	Руч. Ветвистый (правый приток р. Чумикан)	464
IV-5-4	ВГХО	Бассейн р. Икачан	271, 68
К о б а л ь т			
II-4-7	ПМ	Левобережье р. Тайма	251 112
III-4-11	ВГХО	Левобережье р. Юкатели	362, 6
М о л и б д е н			
II-6-18	П	Западное (междуречье Ариавкан–Мурамня)	4, 313
III-6-20	П	Река Верхний Иниканчан	370, 111, 354
IV-6-19	П	Осиновое	243, 346, 110
IV-6-20	П	Шмыринское	485, 243, 110
V-6-34	П	Руч. Большой (правый приток р. Бирандя)	465
V-6-36	П	Билякчан (верховье р. Алдоми)	295
V-6-37	П	Руч. Лесной (правый приток р. Бирандя)	465
I-3-1	ПМ	Левобережье р. Джукатакыт (Дюкатакыт)	42
I-5-21	ПМ	Рябиновый	133
IV-6-18	ПМ	Нишкеурьинский	243, 346, 110
V-6-32	ПМ	Верхнеалдоминский	296
VI-3-2	ПМ	Река Большие Сектали	230
VI-3-5	ПМ	Верховье р. Олдонгдо	230

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-4-10	ПМ	Река Олдонгдо	233
VI-4-28	ПМ	Руч. Шумный (левый приток р. Нагим)	234
VI-6-3	ПМ	Байкаленок	465
I-4-4	ШО	Бассейн р. Ыччакыт	96
VI-1-2	ШО	Низовья р. Тыркан	481, 148
VI-2-24	ШО	Верховья р. Сютюкян	456, 149
В о л ь ф р а м			
II-6-23	П	Муромец	370, 354, 4, 247
IV-6-1	П	Северное	273, 250, 370, 110
А л ю м и н и й			
III-3-9	П	Река Уэсе-Кыллах	252
III-3-10	П	Река Ингили	252
III-3-4	ПМ	Река Уэсе Кыллах	362, 152
III-3-6	ПМ	Река Аллара-Кыллах	486, 253
III-3-7	ПМ	Руч. Абыла-Макон	252
III-4-9	ПМ	Река Берек	362, 6
III-4-15	ПМ	Руч. Верхний Тумак	253
III-6-21	ПМ	Река Айля	253
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы Б е р и л л и й			
VI-3-11	МС	Бугундинское	160, 161, 24, 230
I-5-22	П	Хамнюк	389, 133, 201
VI-2-17	П	Элгэтэ Восточное	220, 221, 230
VI-2-19	П	Скальное	230, 456, 149
VI-3-13	П	Малое, Фланговое, Колорита, Северный Ныгван	160, 210, 230
VI-3-18	П	Гельвиновое	160, 210, 230
VI-3-19	П	Руч. Крутой	160, 230
VI-2-21	ПМ	Река Дабан	230
Т а н т а л			
V-4-17	ПМ	Река Галик	458, 143
Н и о б и й			
I-6-5	РК	Озеро Горное (Горноозерское)	403, 493, 201, 89, 290
I-6-6	МК	Горноозерское	404, 89, 290
III-4-3	П	Ингилийское	325, 6, 275
VI-2-12	П	Учур-I	457, 159, 482, 230
VI-2-18	П	Элгэтэ Западное (Красная Горка)	221, 230

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-2-25	П	Верховье р. Амнундали	482, 149
VI-3-10	П	Пегматитовое	220, 230
VI-3-15	П	Крутое	230
VI-3-17	П	Эталон с участками Верхняя Бугундя и Ключ	160, 24, 230
VI-3-22	П	Неожиданное и Улкан	159, 233, 230, 220
II-4-1	ПМ	Река Буххарылы	112
II-6-21	ПМ	Река Мурамня	4
V-3-24	ПМ	Руч. Веселый (левобережье р. Угоян)	464
VI-2-13	ПМ	Река Учур-Элгэгэ	159, 230
VI-6-6	ПМ	Южный	36
I-6-4	ШО	Бассейн р. Курунг-Джукат	89
V-1-1	ШО	Бассейн рек Гекан, Тавун	151
V-2-7	ШП	Руч. Алара-Ют (левый приток р. Учур)	142
VI-1-4	ШО	Бассейн рек Ченко, Джегдагандья	148
V-5-18	ВГХО	Бассейн р. Айли	465
Цирконий			
II-4-8	ММ	Алгاما	99, 367
III-4-6	П	Руч. Огус (междуречье Ингили-Лексена)	275, 99
I-4-2	ШО	Бассейн руч. Кычын (левый приток р. Унгеле)	96
I-4-3	ШО	Бассейн р. Эймекен	96
II-5-16	ШО	Бассейн руч. Дьяпталга (приток р. Горби)	121
II-6-28	ШП	Река Мая выше устья р. Мурамня	407, 354
III-4-8	ШО	Бассейн р. Лексена	325, 362
III-6-11	ШП	Ариавканский (р. Мая выше устья р. Иоткан)	339, 354
III-6-14	ШП	Новобазовский (р. Мая ниже устья р. Иоткан)	339, 354
Редкие земли			
I-5-12	ММ	Хамнинское	404, 201, 389, 133, 290
III-4-2	П	Река Ингили	325, 6
IV-4-6	П	Река Одола	274, 5
IV-4-7	П	Река Бургала	274, 5
IV-6-21	П	Горка (левобережье р. Билякчан)	229, 295, 242, 110
V-1-5	П	Река Учур у устья руч. Нуучча	151
V-1-12	П	Левобережье р. Тыркан	151
V-1-17	П	Низовье р. Тыркан	151
V-3-36	П	Река Утукачан	484
V-4-3	П	Река Утукан	458, 143

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-4-15	П	Малоэвиканское	164, 143
V-6-5	П	Биялчанское	132, 109, 220
VI-1-11	П	Среднее течение р. Хайкан	481, 148
VI-1-12	П	Верховье р. Средний Амуликан	481, 148
VI-1-13	П	Нижнее течение р. Хайкакан	481, 148
VI-1-17	П	Междуречье Хайкакан–Хайкан	481, 148
VI-1-29	П	Река Тьркан, у устья р. Амнундали	148
VI-2-9	П	Верховье р. Конкули	482, 149
VI-2-14	П	Среднее течение р. Усутур	482, 149
VI-3-7	П	Бириндя	220, 221, 230
VI-3-23	П	Верхняя Тангукта	230
VI-3-24	П	Тангукта	221, 230
I-4-5	ПМ	Балаганнахский	237, 96
I-4-6	ПМ	Верхнебалаганнахский	237, 96
I-4-7	ПМ	Атархайский	237, 96
I-4-8	ПМ	Южный (верховье р. Эльгекян)	237, 96
I-5-10	ПМ	Истоки р. Нарыкан	373, 201
I-5-11	ПМ	Река Сыалысардах	388, 373, 201
I-5-13	ПМ	Река Дябатыма-Юрюете	133
I-5-14	ПМ	Руч. Кыра-Ытыма (левый приток р. Эймекен)	389, 133
I-5-15	ПМ	Верховье р. Эймекен	389, 201
I-5-16	ПМ	Руч. Итене (верховье р. Дябатыма-Юрюете)	133
I-5-17	ПМ	Верховье р. Дябатыма-Юрюете	133
I-5-23	ПМ	Лякинский (правобережье р. Хамнылыма)	389, 201
I-5-24	ПМ	Левобережье р. Хамнылыма	389, 201
I-5-33	ПМ	Левобережье среднего течения р. Юдома	390, 133
II-5-3	ПМ	Бес-Юряхский	121
II-5-22	ПМ	Нижнедудликанский	121
II-5-25	ПМ	Верхнедудликанский	121
V-1-2	ПМ	Руч. Медвежий (правый приток р. Учур)	36, 151
V-1-3	ПМ	Река Учур выше устья р. Гекан	36, 151
V-1-14	ПМ	Река Верхние Конкули	151
V-1-15	ПМ	Верхнеконкулинский	151
V-1-16	ПМ	Руч. Ниенде (приток р. Тьркан)	151
V-1-19	ПМ	Руч. Чулбук-Бэрэ (приток р. Тьркан)	151
V-3-8	ПМ	Р. Чумикан, у устья р. Ичанга	303, 90
V-3-31	ПМ	Руч. Западный (приток р. Утукачан)	484
V-3-33	ПМ	Руч. Глубокий (приток р. Утукачан)	484
V-3-41	ПМ	Истоки р. Утукачан	484

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-3-42	ПМ	Руч. Ветвистый (приток р. Чумикандя)	484
V-3-43	ПМ	Руч. Березовый (приток р. Чумикандя)	484
V-4-6	ПМ	Верховье р. Инган	220
V-4-13	ПМ	Среднее течение р. Маймакан	458, 143
V-5-4	ПМ	Река Танянгда	422
V-6-3	ПМ	Истоки р. Якча	109
V-6-26	ПМ	Правобережье р. Танчи	109
VI-1-1	ПМ	Низовье р. Тьркан	481, 148
VI-1-3	ПМ	Верховье р. Кукур	481, 148
VI-1-7	ПМ	Правобережье р. Тьркан у устья р. Кукур	481, 148
VI-1-8	ПМ	Руч. Дутакит (левый приток р. Хайкан)	481, 148
VI-1-9	ПМ	Среднее течение р. Амуликан	481, 148
VI-1-14	ПМ	Река Дориликан	481, 148
VI-1-15	ПМ	Междуречье Тьркан–Некелик	481, 148
VI-1-16	ПМ	Верховье р. Амуликан	481, 148
VI-1-19	ПМ	Междуречье Дориликан–Амуликан	481, 148
VI-1-20	ПМ	Верховье р. Хайкакан	481, 148
VI-1-21	ПМ	Верховье р. Дориликан	148
VI-1-22	ПМ	Среднее течение р. Большой Тьркан	148
VI-1-23	ПМ	Верховье р. Тьркан	148
VI-1-25	ПМ	Река Бэрандя	148
VI-1-26	ПМ	Река Малый Тьркан	148
VI-2-7	ПМ	Истоки р. Кюргелях	482, 149
VI-2-8	ПМ	Верховье р. Усутур	482, 149
VI-2-10	ПМ	Междуречье Хайкан–Усутур	482, 149
VI-2-11	ПМ	Среднее течение р. Усутур	482, 149
VI-2-15	ПМ	Верхнее течение р. Хайкан	482, 149
VI-2-20	ПМ	Река Безымянка (приток р. Сютюкян)	230
VI-2-22	ПМ	Река Аллара-Кюех-Юрях	482, 149
VI-2-23	ПМ	Междуречье Сютюкян–Нюэль-Сютюкян	149
VI-2-26	ПМ	Верховье р. Сартала	482, 149
VI-3-6	ПМ	Топорикан	220, 230
VI-3-9	ПМ	Река Бырайы	220, 230
VI-5-21	ПМ	Малоарыдчанский	410
I-5-9	ШО	Бассейн рек Бас-Дюкат и Хамна	133
I-5-19	ШО	Междуречье Дябатыма–Ньюрукан–Юдома	133
I-6-15	ШО	Бассейн рек Акандя и Кеатан	89

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-6-33	ШО	Междуречье Лови–Юдома	89
III-5-3	ШО	Междуречье Ингили–Томмутинжа	423, 7
III-5-5	ШО	Междуречье Онне–Диктанда	423, 7
V-1-10	ШО	Левобережье р. Тьркан	151
V-4-18	ШО	Бассейн р. Чучунь	458, 143
V-6-1	ШО	Бассейн р. Билякчан	333, 132
VI-1-6	ШО	Левобережье р. Хайкан	481, 148
VI-1-10	ШО	Бассейн рек Амуликан и Дориликан	481, 148
VI-2-5	ШП	Река Уян у устья р. Саргатта	149
VI-2-6	ШО	Бассейн рек Конкули и Усутур	482, 145
III-6-25	ВГХО	Бассейн р. Маямкан	110
Благородные металлы Золото			
I-6-1	PM/o	Река Бургунда, руч. Перевал	163, 201, 89
I-6-2	PK/o	Река Бриндакит, ручьи Пуст, Спор	163, 201, 89
I-6-7	PC	Река Домбра	163, 201, 89
I-6-10	PM/o	Руч. Фен	433, 201, 89
I-6-11	PK/o	Река Юр, ручьи Голод, Герой, Правый Герой	163, 201, 89
I-6-12	MC	Юрское	183. 89, 412, 306
I-6-13	PM/o	Руч. Глухарь	163, 201, 89
I-6-14	PK/o	Река Джайканга, ручьи Догор, Дуэт	163, 201, 89
I-6-16	MC/э	Дуэтское	427, 201, 412, 306, 495
I-6-17	PC/o	Ручьи Хлебный, Быстрый, Малютка	163, 201, 89
I-6-18	PM/o	Ручьи Рачью, Жум	163, 433, 201, 89
I-6-19	PC	Река Юдома, ручьи Пологий, Юки	214, 427, 412, 241, 240, 170, 395
I-6-21	PM	Ручьи Болотный, Водораздельный	214, 306, 240, 395
I-6-22	PM	Руч. Бур	214, 240, 395
II-6-22	PM	Руч. Сбросовый	340, 342, 185, 169, 395
II-6-25	MC/P	Тас-Юрях	354, 372, 356, 171, 247
II-6-29	PM/o	Руч. Талый	340, 342, 185, 241, 239, 169
II-6-30	PM	Руч. Быстрый	342, 185
III-3-15	PC/o	Ручьи Нижний Айыкан, Кривой	381, 241, 239
III-3-16	PM/o	Руч. Верхний Айыкан	379, 381, 241, 239
III-6-1	PK/o	Река Курун-Урях и ее притоки	411, 180, 339, 342, 241, 213, 169
III-6-3	MM	Малютка	360, 344, 343, 341, 171, 190, 247

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-6-5	PM	Ручьи Майский, Левый Майский	339, 342, 185
IV-1-3	PK/э	Реки Буор, Буор-Сала и их притоки	472, 294, 469, 439, 444, 241, 239
IV-1-4	PC/э	Ручьи Тас, Виктория	294, 444, 241, 417, 395
IV-1-5	PC	Река Сиегтеке	291, 417, 241
IV-1-6	PM/о	Ручьи Правый и Левый Улахан, Харыйаллах	294, 414, 378, 241
IV-1-7	PM	Река Оннё	417, 397
IV-1-10	PK/о	Река Бокур, ручьи Догувар, Миандровый	416, 239, 397, 395
IV-1-14	MM/о	Виктория	335, 314
IV-1-15	MC/о	Рябиновое	222, 314, 191
IV-1-16	MM/P	Клин	336, 191
IV-1-17	MM/O	Первое (Крутое)	284, 429, 336
IV-1-20	PM/о	Руч. Аччагыль-Лага	294, 469, 241
IV-1-21	PM	Руч. Черчахан-Ярмарка	416, 239
IV-1-23	PM	Руч. Левый Черчахан	417
IV-1-24	MM/O	Юпитер	191
IV-1-28	PM	Руч. Курунг	416, 241
IV-1-29	MC/о	Скарновое	192, 193, 491, 492, 395
IV-1-31	PC/о	Река Ярмарка-Халчана, руч. Гранитный	294, 416, 241, 239
IV-1-33	MM/о	Улаханское	192, 193, 491, 492
IV-1-34	PK/э	Ручьи Левый Улахан-Чайдах, Улахан-Чайдах, Правый Улахан-Чайдах, Беспрозрачный, Догуйан	472, 294, 241, 239, 444, 445, 395
IV-1-35	PM/о	Руч. Намысаах	472, 241, 239
IV-2-2	PM	Руч. Джемкие	241, 186, 445, 397, 395
IV-2-3	PM	Руч. Удачный	444, 395
IV-2-5	PC/о	Руч. Муктана	377, 212, 241
IV-2-7	PC/о	Руч. Большой Сафрон	442, 334, 241, 186
IV-2-8	PC	Руч. Арзамасов	386, 439, 241, 395
IV-2-9	PM/о	Руч. Попутный	378, 416, 241
IV-2-11	PC/о	Река Ники	378, 241, 395
IV-2-12	PM	Руч. Средний Сафрон	294, 357, 334, 241, 444, 395
IV-2-14	MM/э	Красивое	335, 224, 225, 395
IV-2-17	PM/о	Руч. Правый Дюсмакит	378, 241
IV-2-18	PC/о	Руч. Варвары	387, 414, 212, 241
IV-2-20	PC/о	Река Левый Дюсмакит	378, 241, 239, 395
IV-2-22	PC/о	Река Белая	378, 241
IV-2-23	MM/о	Левобережное	335, 395
IV-2-24	PM	Руч. Средний Дюсмакит	378, 334, 335, 395

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-2-25	ММ/о	Шумный	335, 223, 395
IV-2-26	РС	Реки Обсомакит и Левый Обсомакит	387, 378, 241, 393
IV-2-27	РМ/о	Руч. Привлекательный	378, 241, 395
IV-2-28	РС/о	Руч. Дань	387, 241, 239
IV-2-31	РМ/о	Руч. Веселый	378, 440, 241, 239
IV-2-32	ММ/э	Василек	375, 311, 395
IV-2-33	РС/о	Руч. Правая Юна	294, 357, 334, 241
IV-2-39	РМ/о	Руч. Двухголовый	294, 357, 334, 241
IV-2-41	РМ/о	Руч. Средняя Юна	294, 357, 334, 241, 442, 395
IV-2-48	РС	Руч. Правая Дарья	294, 334, 241
IV-2-49	РМ/о	Руч. Левая Дарья	294, 445, 334, 241, 395
IV-2-54	ММ/э	Усмун	335, 173, 203, 395
IV-3-3	РС/о	Река Нижняя Буря	379, 241, 239
IV-3-5	РС/о	Река Правая Одола	379, 380, 241, 442, 186
IV-3-6	РМ/о	Река Верхняя Буря, руч. Бурный	379, 241, 395
IV-3-10	РМ/о	Руч. Левый Юлюн	386, 241
IV-3-13	РМ	Руч. Джеромик	386, 440, 241, 395
IV-3-16	РМ/о	Руч. Левый Федот	384, 382, 379, 241, 395
V-2-3	РС/о	Река Усмун	259, 334, 239
V-2-12	РС/о	Река Средний Томптокан	259, 261, 241, 335
V-3-7	РМ	Реки Левый и Правый Беренджа	385, 380, 261, 395
V-3-10	РМ/о	Река Правая Ичанга	385, 357, 259, 261, 241, 358
V-3-11	РС/о	Река Правый Томптокан	259, 261, 241, 464
V-3-13	РМ	Руч. Туманный	385, 261, 241, 358
V-3-19	РС/о	Река Угоян и ее левые притоки	468, 385, 259, 261, 241, 335
V-3-25	РС/э	Ручьи Правый Курункан, Поздний, Левый Поздний	261, 186, 464, 395
V-3-26	РС/э	Реки Хоюнда, Левый и Правый Хоюнда, руч. Чохно	294, 241, 186, 395
V-3-32	РМ	Руч. Широкий	294, 241, 395
V-3-37	РМ	Руч. Нижний Гольцовый	385, 241, 259, 239
V-3-38	РС	Руч. Галбар-Памятный	259, 241, 395
V-3-44	РМ	Река Чумикачан	186
V-4-4	РМ/о	Руч. Ота	442, 239, 186, 397
V-4-7	РМ	Руч. Негдягит	293, 440
V-4-8	РС	Река Одола и ее притоки	344, 440, 442, 241, 400, 395

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-4-10	РС/о	Руч. Короткий	440, 241, 239
V-4-12	РМ/о	Ручьи Поворотный, Правый Поворотный	293, 241, 395
VI-5-27	РС/о	Река Иктанда Наледная, руч. Золотой	398, 241, 395
VI-5-37	РМ/о	Река Огоньго	262, 398, 241
VI-6-27	РС/э	Река Таймень	489, 332, 241, 328
VI-6-35	РС	Река Иннях	453, 332, 241, 395
VI-6-36	РМ/о	Руч. Биракачан	401, 489, 332, 241
VI-6-39	РК/о	Руч. Кочекит	401, 489, 332, 241, 395
VI-6-40	РМ/о	Руч. Уннак	452, 453, 489, 332, 241, 239
VI-6-41	РМ/о	Руч. Незабытый	452, 453, 489, 241
I-6-3	П	Ручьи Кварцевый, Попутный	434, 306
I-6-8	П	Видимое	434, 183, 412, 306
I-6-9	П	Смелое	434, 183, 306
I-6-20	П	Юки	204, 478
I-6-23	РП	Руч. Гордый	241, 240, 170
I-6-25	РП	Руч. Кюри	214, 240
I-6-26	РП	Река Укачи	214, 240
I-6-27	П	Руч. Зак	204
I-6-30	РП	Река Утайка	204, 241, 240
I-6-31	П	Утайка	204
I-6-37	П	Река Кур	370, 312
II-6-9	РП	Река Иотканжа	180, 291, 241
II-6-17	РП	Река Ариавкан	185
II-6-32	П	Олень	247
III-3-14	РП	Река Дютакакит	379, 440
III-6-7	РП	Руч. Амунгда	340, 110
III-6-9	РП	Река Нижний Иниканчан	180, 342, 354, 355
III-6-10	П	Нижнеиниканчанское	354, 313
III-6-17	П	Верхнеиниканчанское	370, 110, 354
III-6-18	РП	Река Верхний Иниканчан; ручьи Любительский, Потешный, Ледниковый	180, 340, 241, 355
IV-1-2	РП	Река Онне	294, 241
IV-1-9	П	Сомовское	335, 222
IV-1-11	П	Руч. Правый Харыялах	336
IV-1-12	П	Водораздельное	336
IV-1-13	П	Белка	467, 429, 335, 268
IV-1-18	П	Седло	335, 222
IV-1-19	П	Фланговое	431

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-1-22	П	Спутник	431
IV-1-25	П	Праводогуанское	431
IV-1-26	П	Хитрое	431
IV-1-27	П	Зодиак и Андромеда	430, 431
IV-1-30	П	Гранитное	192, 431, 492
IV-1-32	П	Дорожное	431
IV-2-1	РП	Руч. Бурный	379, 241
IV-2-4	РП	Река Укикан	334, 241
IV-2-6	РП	Река Лата	294, 241
IV-2-13	П	Муктана	197, 335
IV-2-21	П	Ники	197, 335
IV-2-29	П	Букиндинское	285, 335
IV-2-30	П	Дельта	335
IV-2-34	П	Белое	335
IV-2-37	П	Река Правая Юна	281, 335
IV-2-43	П	Двухголовый Голец	285, 197, 335
IV-2-44	П	Река Левый Дюсмакит	285, 197
IV-2-46	РП	Река Левая Юна	294, 334, 241
IV-2-51	П	Дарья	335, 173, 203
IV-2-53	П	Тамбовское	335, 173, 203
IV-3-2	П	Руч. Горелый	335
IV-3-11	П	Юлюн	479, 335
IV-3-12	П	Хангас-Юлюн	479
IV-3-15	П	Федот	479, 335
IV-6-9	П	Река Малый Комуй	370, 346, 110
IV-6-17	П	Изначальное	346, 110
V-2-2	П	Забытое	335, 203
V-2-4	П	Руч. Малый Бираякан	480
V-2-5	РП	Река Большой Бираякан	334, 241
V-2-6	П	Река Учур-1	480
V-3-1	РП	Река Беренджа (Берендые)	385, 380, 442
V-3-4	РП	Руч. Веселый	241
V-3-6	РП	Река Ичанга	385, 241
V-3-14	П	Красная Гора	335
V-3-15	РП	Руч. Безымянный	385, 241, 464
V-3-16	П	Ягодное	335
V-3-18	П	Руч. Красуха	335
V-3-21	П	Зона Забытая	335
V-3-23	РП	Руч Левый Курункан	385, 241

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-3-27	П	Ясное	335
V-3-28	П	Позднее	335
V-3-34	РП	Река Угоян	258, 260, 241
V-3-39	РП	Руч. Верхний Гольцовый	260, 241
V-5-10	РП	Река Архай	490, 241, 443
V-5-16	П	Осеннее	465
V-6-6	П	Конус-1 и Конус-2	109
V-6-9	П	Капельное	109
V-6-12	П	Река Правый Доноку	109, 312
V-6-15	П	Улканское	188, 109
V-6-20	РП	Река Негделяк	490, 241
V-6-23	П	Ириска	109
VI-3-3	П	Широтное	230, 280
VI-3-4	П	Река Левая Бириндя	230, 280
VI-3-8	П	Река Малые Сектали	230
VI-4-2	П	Пионер	350, 484
VI-4-11	П	Река Олдондо	408, 166, 3
VI-4-14	П	Гукорт	233
VI-4-18	П	Базовое	233
VI-4-23	П	Река Нальнинджа	262, 465
VI-5-4	РП	Река Авландя	488
VI-5-5	П	Река Авландя (левобережье руч. Малый)	488, 465, 175
VI-5-10	П	Река Улита	465
VI-5-12	П	Обзорное	465
VI-5-13	П	Нюбку	465
VI-5-15	РП	Руч. Гаик	488
VI-5-16	П	Верховье руч. Ланда	465
VI-5-17	П	Верхнемотаринское	465
VI-5-25	П	Наледное	465
VI-5-26	П	Лунное	465
VI-5-29	РП	Руч. Западный	241
VI-5-39	РП	Река Лантарь	401, 489, 241, 239
VI-6-5	РП	Река Няча	332, 241
VI-6-11	РП	Руч. Развилка	332, 241
VI-6-16	РП	Руч. Унычья	489, 241
VI-6-19	П	Верховье р. Мукдакиндя	489
VI-6-22	РП	Река Мукдаканджа	292, 489, 241
VI-6-38	РП	Реки Лантарь, Онектогин	452, 332, 241, 239
VI-6-42	РП	Руч. Дурэжит	452, 489, 332, 241

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-1-2	ПМ	Река Орто-Бугунакы	93
I-2-2	ПМ	Река Унгю	93
I-6-34	ПМ	Река Лови	204
II-1-2	ПМ	Гора Легде	109
II-5-28	ПМ	Верховье руч. Лиственничный	321
II-6-3	ПМ	Река Тур	370
II-6-4	ПМ	Левобережье р. Мопр	204
II-6-6	ПМ	Междуречье Налди–Горби	204
II-6-7	ПМ	Верховье р. Горби	204
II-6-8	ПМ	Река Иотканджа	313
II-6-10	ПМ	Курум	247
II-6-12	ПМ	Верхняя Мурамня	247, 321
II-6-14	ПМ	Верхнеариавканский	247
II-6-26	ПМ	Река Ариавкан	354
II-6-31	ПМ	Междуречье Иоткан–Разведчик	248
III-6-28	ПМ	Река Айля	438
III-6-30	ПМ	Чалбук	438, 264
IV-1-1	ПМ	Река Большой Аим	281
IV-1-8	ПМ	Река Сиеттеке	255
IV-2-19	ПМ	Река Малый Сафрон	285, 197, 335
IV-2-35	ПМ	Река Правая Юна (Катюша)	285, 281
IV-2-36	ПМ	Река Дань	197
IV-3-1	ПМ	Река Нижняя Буря	335
IV-3-4	ПМ	Река Верхняя Буря	335
IV-4-4	ПМ	Руч. Канавалах	274, 5
V-1-11	ПМ	Река Нижние Конкули	391
V-1-18	ПМ	Река Угдан	391
V-2-8	ПМ	Река Учур-2	480
V-2-9	ПМ	Река Учур-3	480
V-2-10	ПМ	Река Сэбээгдэ (Себягде)	480
V-2-13	ПМ	Среднетомптоканский	142
V-2-14	ПМ	Кошкаревский	335
V-4-1	ПМ	Река Бургала	458, 143
V-4-2	ПМ	Друговской	458, 143
V-4-5	ПМ	Руч. Ота	302
V-4-9	ПМ	Река Батомга	302
V-4-14	ПМ	Светлый	302
V-5-12	ПМ	Архайский	188, 490, 346
V-5-14	ПМ	Река Челасин	465

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-6-14	ПМ	Серлюб	109
V-6-21	ПМ	Река Негделяк	109
VI-2-1	ПМ	Река Сарагатта	209, 149
VI-2-3	ПМ	Междуречье Сарагатта–Уян	391
VI-2-4	ПМ	Река Аллара-Эльге	209, 149
VI-4-6	ПМ	Чина	408, 484
VI-4-7	ПМ	Река Анмунгда	233
VI-4-12	ПМ	Южный	233
VI-4-15	ПМ	Заячий	233
VI-4-17	ПМ	Майский	233
VI-4-21	ПМ	Река Нантингъя	465
VI-4-24	ПМ	Ночное	465
VI-4-25	ПМ	Река Кира	234
VI-5-1	ПМ	Руч. Юхтоя	465
VI-5-2	ПМ	Руч. Холодный	465
VI-5-6	ПМ	Река Нектуя	465
VI-5-8	ПМ	Руч. Такучан	465
VI-5-9	ПМ	Руч. Озерный	465
VI-5-19	ПМ	Руч. Большой Арыдчан	465
VI-5-22	ПМ	Мальш	465
VI-5-23	ПМ	Руч. Олондохон	465
VI-5-34	ПМ	Река Огоньго	398, 312
VI-5-36	ПМ	Верховье р. Мутэ	312, 348
VI-6-2	ПМ	Широкий	465
VI-6-7	ПМ	Руч. Широкий	465
VI-6-21	ПМ	Руч. Игривый	489
VI-6-23	ПМ	Улеска	348
VI-6-26	ПМ	Река Мукдакиндя	249
VI-6-37	ПМ	Река Улуйкан	249
III-6-4	ШО	Бассейн р. Иникан	344, 340, 110
III-6-13	ШО	Бассейн р. Левый Немуйкан	344, 340, 110
III-6-16	ШО	Бассейн р. Верхний Иниканчан	344, 340, 110
III-6-31	ШО	Левобережье р. Нет	344, 340, 110
IV-3-9	ШП	Руч. Юлюн	243, 479
IV-6-2	ШП	Река Тотга	110
IV-6-6	ШО	Бассейн р. Малый Комуй	242, 346, 110
IV-6-14	ШО	Бассейн р. Большой Комуй	243, 346, 110
V-2-1	ШО	Бассейн рек Большой Бираякан, Большой Чурин, Усмон	142

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-3-22	ШП	Руч. Молодой	464
VI-5-3	ШО	Бассейн р. Авландя	188, 488, 465, 175
VI-5-7	ШО	Бассейн рек Тунум, Батомга	366, 291, 241
VI-5-11	ШП	Руч. Чистый	465
VI-6-13	ШП	Верховье р. Уйка	36
VI-6-43	ШП	Верховье р. Укэн	249
Серебро			
II-6-27	ПМ	Вершина	354, 372
Платина			
IV-3-8	РК/э	Реки Кондер, Ургалан	337, 393, 382, 241, 239, 396
VI-4-1	РС	Руч. Моховой	258, 260, 241, 395, 396
IV-3-7	РП	Река Ургалан	383, 241
IV-3-17	П	Кондер	246, 282
IV-2-50	ПМ	Безымянка	308, 197
V-3-35	ПМ	Верховье р. Сыбах	484
VI-4-4	ПМ	Чад	189, 368, 484
VI-5-28	ПМ	Овхтогон-1	348
VI-6-10	ПМ	Одоринский	208, 348, 405
Радиоактивные элементы Уран			
V-1-4	П	Лурикан	200
V-1-7	П	Река Сынняя	179, 200
V-1-13	П	Конкулинское	220, 221
V-3-40	П	Река Утукандя	484
V-6-2	П	Билякчанское-1	109, 359
V-6-7	П	Тугурма	109, 220
V-6-8	П	Южно-Билякчанское	132, 109, 220
VI-1-27	П	Берандя, Промежуточное, Хребтовое	184
VI-1-30	П	Тавитчак, Скальное	298, 184
VI-1-31	П	Соловьево	298
VI-1-32	П	Тыркканское	184
VI-2-16	П	Элгэтэ	220, 221, 230
VI-3-1	П	Топорикан	220, 221, 230
VI-3-14	П	Боковое	230
VI-3-21	П	Извилистое	230
V-1-6	ПМ	Левобережье р. Учур, близ устья р. Тыркан	257

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-1-9	ПМ	Капелька	200
V-2-17	ПМ	Адаргай	221
V-3-30	ПМ	Река Утукачан	484
VI-1-5	ПМ	Река Хайкан	298, 179
VI-2-2	ПМ	Река Саргатта	221
V-6-11	ШО	Верховья рек Аннджа-2 и Аннджа-3	333, 132
V-6-24	ШО	Междуречье Танчи–Иркани	183, 132
V-6-31	ШО	Междуречье Биранджа–Алдома	182, 132
Т о р и й			
V-3-5	ПМ	Река Маймакан	464
Неметаллические ископаемые Оптические материалы Кварц оптический и пригодный для плавки			
II-6-1	П	Река Мопр	4, 413
IV-2-52	П	Удача	88, 349, 265
IV-3-18	П	Река Берая	349, 266
V-5-6	П	Река Немуйкан	422
VI-3-12	П	Верхнеулканское	266
I-6-36	ПМ	Река Кур	305, 413
I-6-38	ПМ	Кюна-Утесный	305, 413
II-5-20	ПМ	Правокирбинский	121, 349
IV-2-40	ПМ	Правоюнский	88, 265
IV-2-42	ПМ	Лаглаинский	88, 349
IV-2-55	ПМ	Учатынский	88, 1969, 349
Химическое сырье Ф л ю о р и т			
III-4-4	ПМ	Река Ингили	325, 6
III-4-5	ПМ	Руч. Огус	325, 6
IV-2-15	ПМ	Среднесафронский	88, 285, 265
IV-2-38	ПМ	Среднеюнский	88
IV-2-45	ПМ	Чинарский	88, 349, 310
Б а р и т			
V-2-16	П	Адаргай	221, 460
V-2-11	ВГХО	Бассейн р. Томптокан	352
Б о р а т ы			
IV-6-11	П	Меваинское	243, 296, 242, 370, 110

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-6-12	П	Горное, Береговое	295, 296, 242, 346, 110
V-6-4	П	Юбилейное, Забытое	109
V-6-27	П	Нагданья	428, 109
V-6-29	П	Людвигитовое, Промежуточное, Верхнее	295, 296, 428, 424, 132, 109
V-6-35	П	Алдомское	296, 428, 109
Минеральные удобрения Фосфориты			
I-5-29	П	Тыаллах	390, 201, 133
II-5-18	П	Лазоревое	215
II-5-21	П	Усть-Тайминское	371
III-5-7	П	Река Онне	215
III-5-8	П	Диктандинское	130
I-5-26	ПМ	Правоудомский	371
I-5-32	ПМ	Горбинский	371
II-5-10	ПМ	Руч. Лесной	419
II-5-17	ПМ	Правобережье р. Горби	371
II-5-31	ПМ	Правобережье р. Тайма	321
V-2-15	ПМ	Верховье р. Саян	142
VI-4-8	ПМ	Река Хоту-Олдоньдо	233
II-1-1	ШО	Бассейн р. Кюнγκюй	109
Абразивные материалы Гранат			
III-4-1	П	Река Ингили	325, 362, 6
Горнотехническое сырье Мусковит			
V-3-2	П	Среднее течение р. Чумикан	303, 90, 464
V-3-12	П	Река Безымянная	254, 464
V-3-20	П	Река Чумикан	3254, 464
VI-1-18	П	Река Амуликан	481, 148
VI-1-24	П	Междуречье Холболох–Амниуда	455, 148
VI-1-28	П	Река Нижний Тавиччак	455, 148
VI-4-3	П	Река Эльдому	408, 3
Вермикулит			
IV-3-14	П	Аномальное	246, 310
Графит			
V-3-29	П	Утукачанское	90

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-4-11	П	Река Маймакан	458, 143
V-4-16	П	Река Малый Эвикан	458, 143
V-4-19	П	Река Утукандя	458, 143
V-1-8	ПМ	Река Учур	151
Драгоценные и поделочные камни Агат, сердолик			
VI-4-13	П	Красное	233
IV-6-5	ПМ	Река Неликан	346, 110, 349
Аметист, раухтопаз			
IV-6-10	ПМ	Река Малый Комуй	346, 110
Хромдиопсид			
VI-4-5	П	Чадское	484
Иризирующие анортозиты			
VI-5-30	П	Сохатиное	249
VI-5-33	П	Олень	249

Принятые сокращения. Коренные месторождения: **МК** – крупные, **МС** – средние, **ММ** – малые; россыпные месторождения: **РК** – крупные, **РС** – средние, **РМ** – малые; промышленная освоенность месторождений (дается после знака / (дробь): **Э** – эксплуатируемые, **О** – отработанные; **Р** – разведанные и не освоенные; частично отработанные и законсервированные даются без знаков освоенности; **П** – коренные проявления; **РП** – россыпные проявления; **ПМ** – пункты минерализации; **ШО** – шлиховые ореолы; **ШП** – шлиховые потоки; **ВГХО** – вторичные геохимические ореолы; **ВГХП** – вторичные геохимические потоки.

	Дарьинский серебряно-золоторудно-россыпной узел (2.1.6 Au,Ag)	1020	Золото	0,596*	2,789	0,063	3,448	0,203	3,51	0,26	19,0	7,421	
Серебро			–	4,496	–	4,496	0,648	–	–	–	–	5,144	
Кварц оптический			–	–	–	–	–	–	–	1409,6	–	1409,6	
	Томптоканский золоторудно-россыпной узел (2.1.7 Au)	1350	Золото	–	9,464	0,092	9,556	0,057	2,0	1,95	23,0	13,563	
	Проявление V-2-16 вне узлов		Барит	–	–	–	–	–	–	680,0	–	680,0	
3	Кыллахская редкометалльно-редкоземельно-полиметаллическая минерагеническая зона (3 Pb,Zn,TR, R / RF–PZ)												
	Курунгский (Сарданский) полиметаллический рудный узел (3.0.1 Pb,Zn)	360	Свинец	–	–	592,2	–	–	2717,8***	14,0	680,0	3324,0	9,23
Цинк			–	–	1926,4	–	–	7533,6***	54,0	1990,0	9514,0	26,43	
Кадмий			–	–	–	–	–	23,6	2,9	8,6	26,5	0,074	
Германий			–	–	–	–	–	6,6	0,4	2,16	7,0	0,019	
Серебро			–	–	–	–	–	4500,0***	40,0	997,0	4540,0	12,61	
	Хамнинский редкометалльно-редкоземельный рудный узел (3.0.2 TR,R)	480	Ниобий	–	–	–	–	–	75,0***	–	37,5	75,0	0,156
Редкие земли			–	–	2266,0	2266,0	–	1133,0***	–	1699,0	3399,0	7,08	
Торий			–	–	–	–	–	35,0***	–	17,5	35,0	0,073	
Апатиты (P ₂ O ₅)			–	–	–	–	–	4,0***	–	–	4,0	0,008	
	Лугун-Пуханилский прогнозируемый полиметаллический рудный узел (3.0.3 Pb,Zn)	1200	Свинец	–	–	–	–	–	–	529,0	322,0	529,0	
Цинк			–	–	–	–	–	–	–	788,8	1700,0	788,8	
Германий			–	–	–	–	–	–	–	0,295	2,0	0,295	
Кадмий			–	–	–	–	–	–	–	2,14	9,0	2,14	
Серебро			–	–	–	–	–	–	–	740,0	506,0	740,0	

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь (S), км ²	Полезные ископаемые	Запасы категории				Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов P ₁ +P ₂	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы P ₁ +P ₂ /S)
				A+B	C ₁	C ₂	Σ A+B+C		P ₁	P ₂	P ₃ (D ₂ -нефть)		
4	Сетге-Дабанская медно-золото-редкометалльная руднороссыпная минерагеническая зона (4 R,Au,Cu / RF-MZ,Q)												
	Улахан-Бамский (Горно-озерский) редкоземельно-редкометалльный руднороссыпной узел (4.0.1 R,TR)	280	Тантал	–	–	15,3	15,3	–	20,5***	–	–	35,8	0,128
			Редкие земли	–	–	1200,0	1200,0	–	1240,0***	–	–	2440,0	8,71
			Ниобий	–	–	1200,0	1200,0	–	1600,0***	–	–	2800,0	10,0
			Апатиты (P ₂ O ₅)	–	–	1,99	1,99	–	10,0***	–	–	11,99	
	Курун-Уряхский молибденово-медно-золоторуднороссыпной узел (4.0.2 Au,Cu,Mo)	850	Медь	–	–	–	–	–	–	16,0	17,3	16,0	
			Свинец	–	–	–	–	–	–	–	2,6		
			Цинк	–	–	–	–	–	–	–	2,6		
			Молибден	–	–	–	–	–	–	4,0	6,0	4,0	
			Вольфрам	–	–	–	–	–	–	3,02	3,02	3,02	
			Золото	–	29,262	2,057	31,319	1,603	16,0	8,0	25,0	56,922	
	Иниканский прогнозируемый молибденово-медно-золоторудно-россыпной узел (4.0.3 Au,Cu,Mo)	1440	Медь	–	–	–	–	–	–	42,0	80,0	42,0	
			Золото	–	–	–	–	–	0,08	0,9	33,0	0,98	
	Проявление Верхнемурамнянское (II-6-11) вне узлов		Медь	–	–	–	–	–	–	18,0	–		

	Проявление Межгорное (I-6-32) вне узлов		Свинец	–	–	–	–	–	12,3	–	–	12,3		
			Цинк	–	–	–	–	–	31,9	–	–	31,9		
			Кадмий	–	–	–	–	–	31,8	–	–	31,8		
			Германий	–	–	–	–	–	9,9	–	–	9,9		
5	Южно-Верхоянская олово-полиметаллически-золоторудно-россыпная минерогеническая зона (5 Au,Pb,Zn,Sn / K,Q) <i>Аллах-Юньский золоторудно-россыпной район (5.1 Au)</i>													
	Юрско-Бриндакитский золоторудно-россыпной узел (5.1.1 Au)	360	Золото	8,051*	22,412	10,252	40,715	0,366	20,0	9,86	–	70,941		
	Огонекский золоторудно-россыпной узел (5.1.2 Au)	350	»	0,399*	5,808	0,7	6,907	1,088	20,2	5,7	8,0	33,895		
	Ловийский прогнозируемый золоторудно-россыпной узел (5.1.3 Au)	400	Золото	–	–	–	–	–	0,15	0,1	10,0	0,25		
			Серебро	–	–	–	–	–	–	–	80,0	–		
	Проявление П-6-1 вне узлов и района		Горный хрусталь для плавки	–	–	–	–	–	–	1,0	–	1,0		
6	Учуро-Батомгская редкоземельно-платиново-редкометалльная руднороссыпная минерогеническая зона (6 R,Pt,TR / AR₁-PR₁,Q) <i>Чадско-Кондерский золото-редкоземельно-платиноворудно-россыпной район (6.1 Pt,TR, Au)</i>													
	Кондерский золото-платиноворудно-россыпной узел (6.1.1 Pt,Au)	1050	Платина	56,558*	–	8,154	64,712	1,991	3,99	3,7	1,0	74,393		
			Палладий	–	0,223	0,002	0,225	0,01	–	–	–	–	0,235	
			Золото	–	0,278	–	0,278	–	–	0,182	–	0,08	0,46	
			Апатиты (P ₂ O ₅)	–	–	–	–	–	–	–	1,6	2,0	1,6	
			Вермикулит	–	–	–	–	–	–	–	3,2	7,0	3,2	

			Гранат	–	–	–	–	–	–	–	сотни тыс. т	–	
Улканский урново-редкоземельно-редкометалльный рудный узел вне района (6.0.2 R,TR,U)	1800	Цинк	–	–	–	–	–	–	12,2	–	12,2		
		Молибден	–	–	–	–	–	–	0,05	0,6	0,05		
		Олово	–	–	–	–	–	–	0,37	–	0,37		
		Литий	–	–	–	–	–	–	–	387,0	–		
		Тантал	–	–	–	–	–	0,17	12,68	6,05	12,85		
		Ниобий	–	–	–	–	–	2,2	290,6	147,0	292,8		
		Цирконий	–	–	–	–	–	13,8	252,2	–	266,0		
		Редкие земли	–	–	–	–	–	24,8	539,7	282,6	564,5		
		Золото	–	–	–	–	–	3,05	0,24	–	3,29		
		Уран	–	–	–	–	–	4,7	12,0	17,0	16,7		
		Торий	–	–	–	–	–	–	22,96	–	22,96		
		ВеО	–	3,52	–	3,52	–	19,46	22,6	28,8	45,58		
Кварц для плавки	–	–	–	–	–	–	11250,0	–	11250,0				
7	Тыркано-Учурская редкоземельно-редкометалльно-урановая минерагеническая зона (7 U,R,TR/AR₁-PR₁)												
Амуликано-Хайканский прогнозируемый редкоземельный рудный узел (7.0.1 TR)	1200	Редкие земли	–	–	–	–	–	–	–	510,0	–		
Тырканский прогнозируемый редкоземельно-урановорудный узел (7.0.2 U,TR)	850	Уран	–	–	–	–	–	0,6	18,6	17,0	19,2		

	Малокомуйский золото-меднорудный узел вне района (8.0.1 Cu,Au)	600	Золото	-	-	-	-	-	-	4,0	8,0	4,0	
			Серебро	-	-	-	-	-	-	430,0	80,0	430,0	
			Свинец	-	-	14,0	14,0	-	-	-	-	14,0	
			Цинк	-	-	23,0	23,0	-	-	-	-	23,0	
			Медь	-	-	33,0	-	-	-	-	767,0	33,0	
	Большекомуйский прогнозируемый молибденово-серебряно-золоторудный узел вне района (8.0.2 Au,Ag,Mo)	850	Свинец	-	-	-	-	-	-	0,75	-	0,75	
			Цинк	-	-	-	-	-	-	1,5	-	1,5	
			Олово	-	-	-	-	-	-	0,24	-	0,24	
			Золото	-	-	-	-	-	-	0,86	20,0	0,86	
			Серебро	-	-	-	-	-	-	20,0	40,0	20,0	
			Молибден	-	-	-	-	-	-	-	0,56	-	
	Меридиональный прогнозируемый медно-ураново-золоторудный узел вне района (8.0.3 Au,U,Cu)	900	Медь	-	-	-	-	-	-	-	72,0	-	
			Золото	-	-	-	-	-	-	10,7	12,0	10,7	
			Серебро	-	-	-	-	-	-	61,0	-	61,0	
			Уран	-	-	-	-	-	0,8	0,7	8,1	1,5	
	Торий	-	-	-	-	-	-	3,65	3,5	-	7,15		
	Секталинский прогнозируемый молибденово-золоторудный узел вне района (8.0.4 Au, Mo)	450	Золото	-	-	-	-	-	-	-	15,0	-	
9	Удская медно-серебряно-золоторудно-россыпная минерагеническая зона (9 Au,Ag,Cu / J-K,Q) <i>Лантарь-Нячинский медно-серебряно-золоторудно-россыпной район (9.1 Au, Ag, Cu)</i>												
	Аянский золоторудно-россыпной узел (9.1.1 Au)	360	Золото	-	4,667	-	4,667	0,153	0,11	1,32	3,0	6,25	

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь (S), км ²	Полезные ископаемые	Запасы категории				Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов P ₁ + P ₂	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы P ₁ + P ₂ /S)
				A + B	C ₁	C ₂	Σ A+B+C		P ₁	P ₂	P ₃ (D ₂ – нефть)		
	Проявление VI-6-34 и россыпепроявления VI-6-1, VI-6-4 вне узлов		Титан (TiO ₂)	–	–	17000,0	–	–	0,6	–	–	17000,6	
10	Джугджурская железо-фосфорно-титановая минерагеническая зона (10 Ti,P,Fe / AR₁)												
	Няндоминский прогнозируемый платиново-никелево-меднорудный узел (10.0.1 Cu,Ni,Pt)	220	Медь	–	–	–	–	–	235,0	–	–	235,0	
			Никель	–	–	–	–	–	124,0	–	–	124,0	
			Платина	–	–	–	–	–	8,2	–	–	8,2	
			Палладий	–	–	–	–	–	16,8	–	–	16,8	
	Проявление VI-5-31 вне узлов		Апатиты (P ₂ O ₅)	–	–	–	–	–	–	9,6	–	9,6	

Примечания. Хромдиоксид – кг; Au, Ag, Pt, Pd, Li, Hf, мусковит, кварц оптический, в т. ч. пригодный для плавки – т; соответственно: P/S – т/км²; TiO₂, Cu, Pb, Zn, Ni, BeO, Nb₂O₅, Ta₂O₅, Mo, W, Sn, TR, ZrO₂, Th, Ba, B, U, Cd, Ge, гранат – тыс. т; соответственно: P/S – тыс. т/км²; Нефть, фосфориты, апатиты (P₂O₅), вермикулит – млн т; соответственно: P/S – млн т/км².

* Приведены суммарные (неразделенные) запасы категорий A + B с категории C₁.

** Приведены суммарные (неразделенные) запасы категорий C₁ + C₂.

*** Приведены суммарные (неразделенные) прогнозные ресурсы категорий P₁ + P₂.

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых по листу О-53

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество минерагенических объектов (узлов)	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы*
Горючие ископаемые	Нефть	1	Д ₂	187,0
Цветные металлы	Медь	1	Р ₁	235,0
		2	Р ₂	58,0
		5	Р ₃	973,8
	Свинец	1	Р ₁ + Р ₂	2717,8
		4	Р ₂	547,1
		2	Р ₃	1002,0
	Цинк	1	Р ₁ + Р ₂	7533,6
		3	Р ₂	843,5
		4	Р ₃	3704,8
	Никель	1	Р ₁	124,0
	Молибден	2	Р ₂	4,05
		4	Р ₃	44,66
	Вольфрам	2	Р ₂	3,67
		1	Р ₃	3,02
	Олово	2	Р ₂	0,61
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы	Редкие земли (ΣTR)	2	Р ₁ + Р ₂	2373,0
		4	Р ₃	2614,0
	Кадмий	2	Р ₁	23,6
			Р ₂	5,04
			Р ₃	17,6
	Германий	2	Р ₁	6,6
			Р ₂	2,4
			Р ₃	4,26
	Благородные металлы	Золото рудное	24	Р ₁ + Р ₂
Р ₃				397,0
Золото россыпное		17	Р ₁ + Р ₂	28,9
			Р ₃	11,3
Серебро		6	Р ₁ + Р ₂	5801,4
	10	Р ₃	2628,0	

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество минерагенических объектов (узлов)	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы*
	Платина рудная	2	P ₁ + P ₂	12,4
			P ₃	5,0
	Платина россыпная	2	P ₁ + P ₂	4,2
Радиоактивные элементы	Уран	3	P ₁	6,1
			P ₂	31,3
			P ₃	42,1
	Торий	3	P ₁ + P ₂	65,1
1			P ₃	17,5
Химическое сырье	Бораты	2	P ₂	259,55
		1	P ₃	200,0

*Прогнозные ресурсы: Au, Ag – т; Cu, Pb, Zn, W, Ni, Mo, Sn, ΣTR, Th, Cd, Ge, U, бораты – тыс. т; нефть – млн т.

**Переоцененные в ходе составления комплекта ГГК-1000/3
листа О-53 объекты полезных ископаемых и их прогнозные ресурсы**

Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям*		Баланс ресурсов по результатам работ (+), (-)	Рекомендации по дальнейшим работам
	На начало работ	По результатам работ		
Северо-Алданская нефтега- зоносная область (1 Н,Гз/RF-PZ) Нефть	-	$D_2 - 187$	$(+) D_2 - 187$	Проведение геофизических работ (сейсмо- и гравиразведка)
Омнинско-Одолинский РПУ (2.1.1 Au) Золото рудное Золото россыпное	- $P_1 - 0,96;$ $P_2 - 4,585 (Au)$	$P_3 - 4,0 (Au)$ $P_3 - 2,0 (Au)$	$(+) P_3 - 4,0 (Au)$ $(+) P_3 - 2,0 (Au)$	Проведение поисковых работ
Улаханский РПУ (2.1.2 Au) Золото рудное Золото россыпное	$P_1 + P_2 - 7,13 (Au)$ $P_1 + P_2 - 0,77 (Au)$	$P_3 - 5,0 (Au)$ $P_3 - 3,0 (Au)$	$(+) P_3 - 5,0 (Au)$ $(+) P_3 - 3,0 (Au)$	Проведение детальных поисковых и оценочных работ
Юртовый РПУ (2.1.3 Au) Золото рудное Золото россыпное	$P_1 - 1,13 (Au)$ $P_1 + P_2 - 7,57 (Au)$	$P_3 - 10,0 (Au)$ $P_3 - 5,0 (Au)$	$(+) P_3 - 10,0 (Au)$ $(+) P_3 - 5,0 (Au)$	Проведение детальных поисковых и оценочных работ
Даньский РПУ (2.1.4 Au) Золото рудное Золото россыпное	$P_1 - 4,86; P_2 - 5,24;$ $P_3 - 4,0 (Au)$ $P_1 - 0,73 (Au)$	$P_3 - 22,0 (Au)$ -	$(+) P_3 - 18,0 (Au)$ -	Проведение детальных поисковых и оценочных работ
Юньский РПУ (2.1.5 Au) Золото рудное Золото россыпное	$P_1 + P_2 - 1,34 (Au)$ $P_1 + P_2 - 6,36 (Au)$	$P_3 - 15,0 (Au)$ -	$(+) P_3 - 15,0 (Au)$ -	Проведение детальных поисковых и оценочных работ

Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям*		Баланс ресурсов по результатам работ (+), (-)	Рекомендации по дальнейшим работам
	На начало работ	По результатам работ		
Дарьинский РРУ (2.1.6 Au,Ag) Золото рудное Золото россыпное	$P_1 - 3,39$ (Au) $P_1 + P_2 - 0,38$ (Au)	$P_3 - 19,0$ (Au) -	(+) $P_3 - 19,0$ (Au) -	Проведение детальных поисковых и оценочных работ
Курунгский (Сарданский) РРУ (3.0.1 Pb,Zn) Свинец Цинк Германий Серебро Кадмий	$P_1 + P_2 - 2731,8$ (Pb) $P_1 + P_2 - 7587,6$ (Zn) $P_1 + P_2 - 7,0$ (Ge) $P_1 + P_2 - 4540,0$ (Ag) $P_1 + P_2 - 26,5$ (Cd)	$P_3 - 680,0$ (Pb) $P_3 - 1990,0$ (Zn) $P_3 - 2,16$ (Ge) $P_3 - 997,0$ (Ag) $P_3 - 8,6$ (Cd)	(+) $P_3 - 680,0$ (Pb) (+) $P_3 - 1990,0$ (Zn) (+) $P_3 - 2,16$ (Ge) (+) $P_3 - 997,0$ (Ag) (+) $P_3 - 8,6$ (Cd)	Проведение детальных поисковых и разведочных работ
Хамнинский РУ (3.0.2 TR,R) Ниобий Редкие земли Торий Апатиты	$P_1 + P_2 - 75,0$ (Nb ₂ O ₅) $P_1 + P_2 - 1133,0$ (TR) $P_1 + P_2 - 35,0$ (Th) $P_1 + P_2 - 4,0$ (P ₂ O ₅)	$P_3 - 37,5$ (Nb ₂ O ₅) $P_3 - 1699,0$ (TR) $P_3 - 17,5$ (Th) -	(+) $P_3 - 37,5$ (Nb ₂ O ₅) (+) $P_3 - 1699,0$ (TR) (+) $P_3 - 17,5$ (Th) -	Проведение оценочных работ
Лугун-Пуханильский прогнозируемый РУ (3.0.3 Pb,Zn) Свинец Цинк Германий Серебро Кадмий	$P_2 - 529,0$ (Pb) $P_2 - 788,8$ (Zn) $P_2 - 295,0$ (Ge) $P_2 - 740,0$ (Ag) $P_2 - 214,0$ (Cd)	$P_3 - 322,0$ (Pb) $P_3 - 1700,0$ (Zn) $P_3 - 2,0$ (Ge) $P_3 - 506,0$ (Ag) $P_3 - 9,0$ (Cd)	(+) $P_3 - 322,0$ (Pb) (+) $P_3 - 1700,0$ (Zn) (+) $P_3 - 2,0$ (Ge) (+) $P_3 - 506,0$ (Ag) (+) $P_3 - 9,0$ (Cd)	Проведение оценочных работ
Курун-Урахский РРУ (4.0.2 Au,Cu,Mo) Золото рудное	$P_1 - 14,6$; $P_2 - 8,03$; $P_3 - 25,0$ (Au)	- -	- -	Проведены поисковые, оценочные и разведочные работы на золото в 2002–2008 гг. ЗАО АС «Амур»

Золото россыпное Медь Молибден Вольфрам	$P_1 - 1,4$ (Au) $P_2 - 16,0; P_3 - 11,3$ (Cu) $P_2 - 4,0$ (Mo) $P_2 - 3,02$ (W)	– $P_3 - 17,3$ (Cu) $P_3 - 6,0$ (Mo) $P_3 - 3,02$ (W)	– (+) $P_3 - 6,0$ (Cu) (+) $P_3 - 6,0$ (Mo) (+) $P_3 - 3,02$ (W)	
Иниканский прогнозируе- мый РПУ (4.0.3 Au,Cu,Mo) Золото рудное Золото россыпное Медь	$P_2 - 0,9$ (Au) $P_1 - 0,08$ (Au) $P_2 - 42,0$ (Cu)	$P_3 - 33,0$ (Au) – $P_3 - 80,0$ (Cu)	(+) $P_3 - 33,0$ (Au) – (+) $P_3 - 80,0$ (Cu)	Проведение детальных поисковых работ
Огонекский РПУ (5.1.2 Au) Золото рудное Золото россыпное	$P_1 - 20,2; P_2 - 5,7$ (Au) $P_1 - 0,57; P_2 - 0,2$ (Au)	$P_3 - 8,0$ (Au) –	(+) $P_3 - 8,0$ (Au) –	Проведение детальных поисковых и разведочных работ
Ловийский прогнозируе- мый РПУ (5.1.3 Au) Золото рудное Золото россыпное Серебро	$P_3 - 1,66$ (Au) $P_1 + P_2 - 0,25$ (Au) –	$P_3 - 10,0$ (Au) $P_3 - 0,34$ (Au) $P_3 - 80,0$ (Ag)	(+) $P_3 - 8,34$ (Au) (+) $P_3 - 0,34$ (Au) (+) $P_3 - 80,0$ (Ag)	Проведение детальных поисковых работ
Одола-Бургалинский про- гнозируемый РУ (6.1.2 TR) Редкие земли	–	$P_3 - 225,0$ (TR)	(+) $P_3 - 225,0$ (TR)	Проведение поисковых работ
Утукачанский прогнозируе- мый РУ (6.1.4 TR) Редкие земли	–	$P_3 - 180,0$ (TR)	(+) $P_3 - 180,0$ (TR)	Проведение поисковых работ
Чадский РПУ (6.1.5 Pt,Au) Платина рудная Платина россыпная Золото рудное	$P_3 - 4,0$ (Pt) $P_1 - 0,52; P_2 - 0,09$ (Pt) –	– – $P_3 - 9,0$ (Au)	– – (+) $P_3 - 9,0$ (Au)	Проведение детальных поисковых работ

Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям*		Баланс ресурсов по результатам работ (+), (-)	Рекомендации по дальнейшим работам
	На начало работ	По результатам работ		
Ингилийский редкоземельно-редкометалльный РУ (6.0.1 R, TR) Цирконий Ниобий P_2O_5 TR_2O_3 Уран	$P_1 - 183,0$; $P_2 - 30$; $P_3 - 409,0$ (ZrO_2) $P_2 - 21,0$ (Nb_2O_5) $P_3 - 8,0$ (P_2O_5) $P_2 - 0,26$ (TR_2O_3) $P_2 - 5600$ (U)	– $P_3 - 50,0$ (Nb_2O_5) – $P_3 - 0,5$ (TR_2O_3) –	– (+) $P_3 - 50,0$ (Nb_2O_5) – (+) $P_3 - 0,5$ (TR_2O_3) –	Проведение поисковых и оценочных работ
Улканский РУ (6.0.2 R, TR, U) Бериллий Редкие земли Золото рудное Ниобий Тантал Уран	$P_1 - 19,46$; $P_2 - 22,6$ (BeO) $P_1 - 24,8$; $P_2 - 539,7$; $P_3 - 282,6$ (TR) $P_1 - 3,05$; $P_2 - 0,24$ (Au) $P_1 - 2,2$; $P_2 - 290,6$; $P_3 - 55,9$ (Nb_2O_5) $P_1 - 0,17$; $P_2 - 12,68$; $P_3 - 0,39$ (Ta_2O_5) $P_1 - 4,7$; $P_2 - 12,2$ (U)	$P_3 - 28,8$ (BeO) – – $P_3 - 147$ (Nb_2O_5) $P_3 - 6,05$ (Ta_2O_5) $P_3 - 17,0$ (U)	(+) $P_3 - 28,8$ (BeO) – – (+) $P_3 - 91,1$ (Nb_2O_5) (+) $P_3 - 5,66$ (Ta_2O_5) (+) $P_3 - 17,0$ (U)	Проведение детальных поисковых и разведочных работ на отдельных участках узла
Амуликано-Хайканский прогнозируемый РУ (7.0.1 TR) Редкие земли	–	$P_3 - 510,0$ (TR)	(+) $P_3 - 510,0$ (TR)	Проведение оценочных работ
Тыркканский прогнозируемый редкоземельно-урановорудный узел (7.0.2 U, TR) Уран	$P_1 - 0,6$; $P_2 - 18,6$ (U)	$P_3 - 17,0$ (U)	(+) $P_3 - 17,0$ (U)	Проведение детальных поисковых работ

Архайский прогнозируемый РРУ (8.1.1 Au) Золото рудное Золото россыпное	$P_2 - 1,02; P_3 - 3,99$ (Au) $P_3 - 0,32$ (Au)	$P_3 - 14,0$ (Au) –	(+) $P_3 - 10,01$ (Au) –	Проведение детальных поисковых работ
Челасинский прогнозируемый РРУ (8.1.2 Cu,Au,Ag) Медь Золото рудное Золото россыпное Молибден Серебро	– $P_2 - 0,7$ (Au) $P_1 - 0,06$ (Au) – –	$P_3 - 37,5$ (Cu) $P_3 - 10,0$ (Au) – $P_3 - 37,5$ (Mo) $P_3 - 100,0$ (Ag)	(+) $P_3 - 37,5$ (Cu) (+) $P_3 - 10,0$ (Au) – (+) $P_3 - 37,5$ (Mo) (+) $P_3 - 100,0$ (Ag)	Проведение детальных поисковых работ
Авланджинский прогнозируемый РРУ (8.1.3 Au,Ag) Золото рудное Серебро	$P_3 - 24,0$ (Au) –	$P_3 - 38,0$ (Au) $P_3 - 380,0$ (Ag)	(+) $P_3 - 14,0$ (Au) (+) $P_3 - 380,0$ (Ag)	Проведение оценочных работ
Нюбкинский прогнозируемый РУ (8.1.4 Au,Ag) Золото рудное Серебро	– –	$P_3 - 30,0$ (Au) $P_3 - 300,0$ (Ag)	(+) $P_3 - 30,0$ (Au) (+) $P_3 - 300,0$ (Ag)	Проведение оценочных работ
Мукитканский РРУ (8.1.6 Au,Ag) Золото рудное Серебро	$P_2 - 10,15$ (Au) –	$P_3 - 22,0$ (Au) $P_3 - 45,0$ (Ag)	(+) $P_3 - 22,0$ (Au) (+) $P_3 - 45,0$ (Ag)	Проведение детальных поисковых работ
Малокомуйский РУ (8.0.1 Cu,Au) Медь Золото рудное Серебро	$P_3 - 100,0$ (Cu) $P_2 - 4,0$ (Au) $P_2 - 430,0$ (Ag)	$P_3 - 767,0$ (Cu) $P_3 - 8,0$ (Au) $P_3 - 80,0$ (Ag)	(+) $P_3 - 667,0$ (Cu) (+) $P_3 - 8,0$ (Au) (+) $P_3 - 80,0$ (Ag)	Проведение ревизионных работ
Большекомуйский прогнозируемый РУ (8.0.2 Au,Ag,Mo) Золото рудное Серебро Молибден	$P_2 - 0,86$ (Au) $P_2 - 20,0$ (Ag) –	$P_3 - 20,0$ (Au) $P_3 - 40,0$ (Ag) $P_3 - 0,56$ (Mo)	(+) $P_3 - 20,0$ (Au) (+) $P_3 - 40,0$ (Ag) (+) $P_3 - 0,56$ (Mo)	Территория Джугджурского заповедника

Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям*		Баланс ресурсов по результатам работ (+), (-)	Рекомендации по дальнейшим работам
	На начало работ	По результатам работ		
Меридиональный прогнозируемый РУ (8.0.3 Au,U,Cu) Золото рудное Серебро Уран Медь	$P_2 - 10,7$ $P_3 - 61,0$ (Ag) $P_1 - 0,8; P_2 - 0,7$ (U) –	$P_3 - 12$ (Au) – $P_3 - 8,1$ (U) $P_3 - 72,0$ (Cu)	(+) $P_3 - 12$ (Au) – (+) $P_3 - 8,1$ (U) (+) $P_3 - 72,0$ (Cu)	Территория Джугджурского заповедника
Секталинский прогнозируемый РУ (8.0.4 Au,Mo) Золото рудное	–	$P_3 - 15,0$ (Au)	(+) $P_3 - 15,0$ (Au)	Проведение поисковых и оценочных работ
Аянский РРУ (9.1.1 Au) Золото россыпное	$P_1 - 0,11; P_2 - 1,32$ (Au)	$P_3 - 3,0$ (Au)	(+) $P_3 - 3,0$ (Au)	Территория Джугджурского заповедника

* Прогнозные ресурсы: Au, Ag, Pt, Pd – т; Cu, Ni, Pb, Zn, Mo, W, BeO, Nb₂O₅, TR, Ta₂O₅, Th, ZrO₂, U, Ge, Cd – тыс. т; P₂O₅, нефть – млн т.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. <i>В. А. Дымович</i>	3
СТРАТИГРАФИЯ	11
Архей. <i>А. Ф. Васькин, С. Г. Кисляков</i>	11
Ранний протерозой (карелий). <i>В. А. Дымович</i>	16
Поздний протерозой. <i>В. А. Дымович, С. Г. Кисляков</i>	23
Поздний протерозой–кембрий. <i>С. Г. Кисляков</i>	52
Кембрий. <i>В. А. Дымович, С. Г. Кисляков</i>	52
Ордовик. <i>С. Г. Кисляков</i>	64
Ордовик–силур. <i>С. Г. Кисляков</i>	66
Силур. <i>С. Г. Кисляков</i>	68
Девон. <i>С. Г. Кисляков</i>	69
Карбон. <i>С. Г. Кисляков, А. Ф. Васькин</i>	72
Пермь. <i>С. Г. Кисляков, В. А. Дымович</i>	77
Юра. <i>В. А. Дымович</i>	81
Юра–мел. <i>Е. С. Опалихина</i>	84
Мел. <i>Е. С. Опалихина</i>	85
Неоген. <i>В. А. Дымович</i>	100
Неоген–квартер. <i>В. А. Дымович</i>	101
Квартер. <i>Е. С. Опалихина</i>	102
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ	113
Ранний архей. <i>Е. С. Опалихина, А. Ф. Васькин</i>	113
Поздний архей. <i>Е. С. Опалихина, А. Ф. Васькин</i>	122
Ранний протерозой. <i>Е. С. Опалихина, В. А. Дымович</i>	126
Поздний протерозой. <i>Е. С. Опалихина</i>	138
Поздний девон. <i>Е. С. Опалихина, А. Ф. Васькин</i>	147
Ранний мел. <i>Е. С. Опалихина</i>	151
Поздний мел. <i>Е. С. Опалихина</i>	157
МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ. <i>А. Ф. Васькин</i>	164
ТЕКТОНИКА. <i>А. Ф. Васькин</i>	168
ГЕОМОРФОЛОГИЯ. <i>Л. А. Шаров</i>	184
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ. <i>А. Ф. Васькин</i>	193
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ. <i>Б. И. Романов, А. Ф. Атращенко</i>	199
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ТЕРРИТОРИИ. <i>В. Н. Зелепугин</i>	239

ГИДРОГЕОЛОГИЯ. <i>Л. Ю. Леонтьева, А. Ф. Васькин</i>	284
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА. <i>Л. А. Шаров</i>	291
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. <i>В. А. Дымович</i>	294
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	296
<i>Приложение 1.</i> Каталог объектов полезных ископаемых и их признаков, показанных на листе О-53 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000	324
<i>Приложение 2.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений по листу О-53	346
<i>Приложение 3.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых по листу О-53	355
<i>Приложение 4.</i> Переоцененные в ходе составления комплекта ГГК-1000/3 листа О-53 объекты полезных ископаемых и их прогнозные ресурсы	357

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)
Серия Дальневосточная
Лист О-53 – Нелькан
Объяснительная записка

Редактор *Е. А. Зотова*

Подписано в печать 00.10.2012. Формат 70 × 100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 23+2 вкл. Уч.-изд. л. 34.
Тираж 150 экз. Заказ 81011022

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-8121, факс 321-8153

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК