

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Алдано-Забайкальская

Лист О-51 – Алдан

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

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Алдано-Забайкальская

Лист О-51 – Алдан

УДК 55(084.3)(571.56)

Радьков А. В., Молчанов А. В., Артемьев Д. С., Беленко Е. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-51 – Алдан. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 365 с. + 9 вкл.

В объяснительной записке обобщен фактический материал по стратиграфии, магматизму, метаморфизму, тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, полезным ископаемым и закономерностям их размещения, гидрогеологии, геолого-экологической обстановке южной части Республики Саха (Якутия), северной части Амурской области, восточной части Забайкальского края. Используются данные геологических, геохимических и геофизических съемок, разведочных и поисковых работ, а также основные результаты тематических и научно-исследовательских работ, проведенных до 2014 г. Комплект включает карты геологическую, дочетвертичных образований, четвертичных образований, полезных ископаемых, закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, вспомогательные схемы, цифровые модели которых составлены в среде ArcGis и сопровождаются базами данных.

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

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией и металлогенией России.

Ил. 15, список лит. 149 назв., прил. 7.

Авторы:

А. В. Радьков (отв. исполнитель), А. В. Молчанов, Д. С. Артемьев, Е. В. Беленко, М. Н. Голобурдина, Э. К. Ибрагимова, Д. Н. Иванов, Д. С. Козлов, К. А. Кукушкин, Е. А. Минина, В. В. Петров, Е. А. Смирнов, Е. В. Смирнова, О. Л. Соловьев, А. В. Терехов, А. Н. Тимашков, Д. Д. Ушакова, Е. И. Хорохорина, В. В. Шатов, Н. В. Шатова

Научные редакторы *Г. М. Беляев, В. К. Шкатова*

Редактор Алдано-Забайкальской серии *Г. Л. Митрофанов*

Рецензенты *Б. А. Борисов, В. Е. Руденко, Б. А. Трифонов, Е. А. Лебедева, В. А. Царева*

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 17 ноября 2015 г.

© Федеральное агентство по недропользованию, 2015

© Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского», 2014

© Коллектив авторов, 2015

© Картфабрика ВСЕГЕИ, 2015

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа О-51 ограничена координатами 56–60° с. ш. и 120–126° в. д. Она расположена на территории трех смежных субъектов Российской Федерации – Республики Саха (86,2%), Амурской области (12%) и Забайкальского края (1,8%).

Рельеф местности – это равнинное плато Приленское с абс. отм. 400–600 м на севере, сильно расчлененное Алданское нагорье с высотами 600–1200 м (отдельные хребты и гольцовые возвышенности до 1600 м) в центральной части и Становой и Каларский хребты с абс. выс. до 2007 м на юге (рис. 1).

На территории листа ярко выражены основные черты восточносибирского климата. Климат территории холодный, резко континентальный со среднегодовой температурой –8 °С, отличается значительными суточными и годовыми амплитудами (50°), малым годовым количеством осадков, весьма неравномерным распределением их по сезонам, большой сухостью воздуха.

Средние температуры января весьма низки –27–31 °С, абсолютный минимум до –50 °С. Зимой явственно обнаруживается типичное для восточносибирского климата инверсионное распределение температур. Весна холодная, поздняя и сухая, но благодаря малой мощности снегового покрова нарастание температур идет довольно быстро. Средняя температура марта –10–13 °С. Средняя температура июля достигает +19 °С.

Область характеризуется небольшим годовым количеством осадков 200–300 мм. Характерны периодические чередования чрезмерно сухих и влажных годов. Распределение осадков по сезонам года весьма неравномерно: зимой выпадает 2–6%, весной 7–18%, летом 57–76%, осенью 13–16% годового количества осадков, причем максимум осадков выпадает в июле или августе, а минимум в феврале.

Снеговой покров весьма тонок, устанавливается в конце сентября и исчезает в апреле, так что продолжительность его – около 200 дней. Мощность снегового покрова небольшая – 60–90 см, вследствие чего почвы и почвообразующие породы сильно промерзают, хорошо сохраняется вечная мерзлота.

Многочисленные реки, протекающие по территории листа, относятся к бассейнам рек Лена и Амур и обладают типичным режимом восточносибирских рек с весьма малым расходом воды в зимний период, с небольшим весенним половодьем и значительными летними паводками. Крупные реки – Алдан, Олёкма – судоходны на значительных расстояниях.

Растительность не отличается богатством и разнообразием (на территории Олёкминского заповедника описано 650 видов сосудистых растений [79]). В ее распределении проявлена в основном высотная зональность. На склонах до высоты 800 м преимущественно распространены лиственничные леса (даурская лиственница) с кустарниковым подлеском и редколесья с участками ерниковых и кедрово-стланиковых зарослей. Реже встречаются сосново-лиственничные леса, а на водораздельных поверхностях, сложенных доломитами, сосновые боры. В долинах рек, наряду с лиственницей и сосной, произрастают ель, тополь, осина, береза, ольха, в подлеске – тальник, шиповник, жимолость, голубика. На более высоких местах водоразделов в лиственничных лесах заметно увеличивается доля темнохвойных видов урало-сибирской и забайкальской флоры. В составе древостоя появляются кедр сибирский, ель сибирская, пихта сибирская, сосна обыкновенная. С улучшением почвенных условий смешанные леса переходят в кедрачи. 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). Богатый подлесок, многочисленные гари и заросли кедрового стланика создают трудности при передвижении по лесам на большей части территории.

Фауна Южной Якутии характерна для обширной, преимущественно горной территории, включающей северо-восточное Забайкалье, Витимо-Олёкминский горный район, Становой хребет, а также северное и южное его обрамление. Здесь обитает более 40 видов млекопитающих, около 180 видов птиц, два вида рептилий, три вида амфибий и 18 видов рыб. Из копытных млекопитающих распространены лось, изюбрь, кабарга, дикий северный олень, из хищных – бурый медведь, волк, росомаха, лисица, рысь, соболь, колонок, горноста́й, ласка, американская норка, выдра. Лисица, рысь и выдра крайне редки.

Типичные таежные виды птиц (рябчик, бородатая неясыть, ястребиная сова, мохноногий сыч, трехпалый и черный дятлы) обитают вместе с восточно-сибирскими видами (каменный глухарь, соловей-красношейка, сибирская мухоловка, сибирский дрозд, утка-каменушка). В последнее время наблюдается проникновение на территорию южных видов, до этого никогда в Якутии не встречавшихся: перепела, чибиса, черного стрижа, зяблика. Из редких видов – внесенные в Красную книгу России беркут, скопа, черный аист и черный журавль, сапсан, а также занесенные в Красную книгу Якутии скворец, сойка, оляпка, зимородок, дальневосточный кроншнеп, осоед хохлатый, серый журавль, лебедь-кликун, черная казарка (на пролете), кроншнеп-малютка, воробьиный сыч, ушастая сова, вальдшнеп, синий соловей, соловей-свистун.

Ихтиофауна рек представлена хариусом, ленком, тайменем, изредка встречается сиг, в реках Олёкма, Амга водятся осетровые, щука, окунь, ёрш.

Летом появляется многочисленный гнус: комар, мошка, мокрец, слепень.

Суровые природные условия – резко континентальный климат, тундровая или таежная растительность, наличие многолетней мерзлоты, горный рельеф, воздействие экзогенных процессов, сейсмическая активность с интенсивностью от 6 (в предгорьях) до 9 баллов и выше (в горах) определяют неблаго-

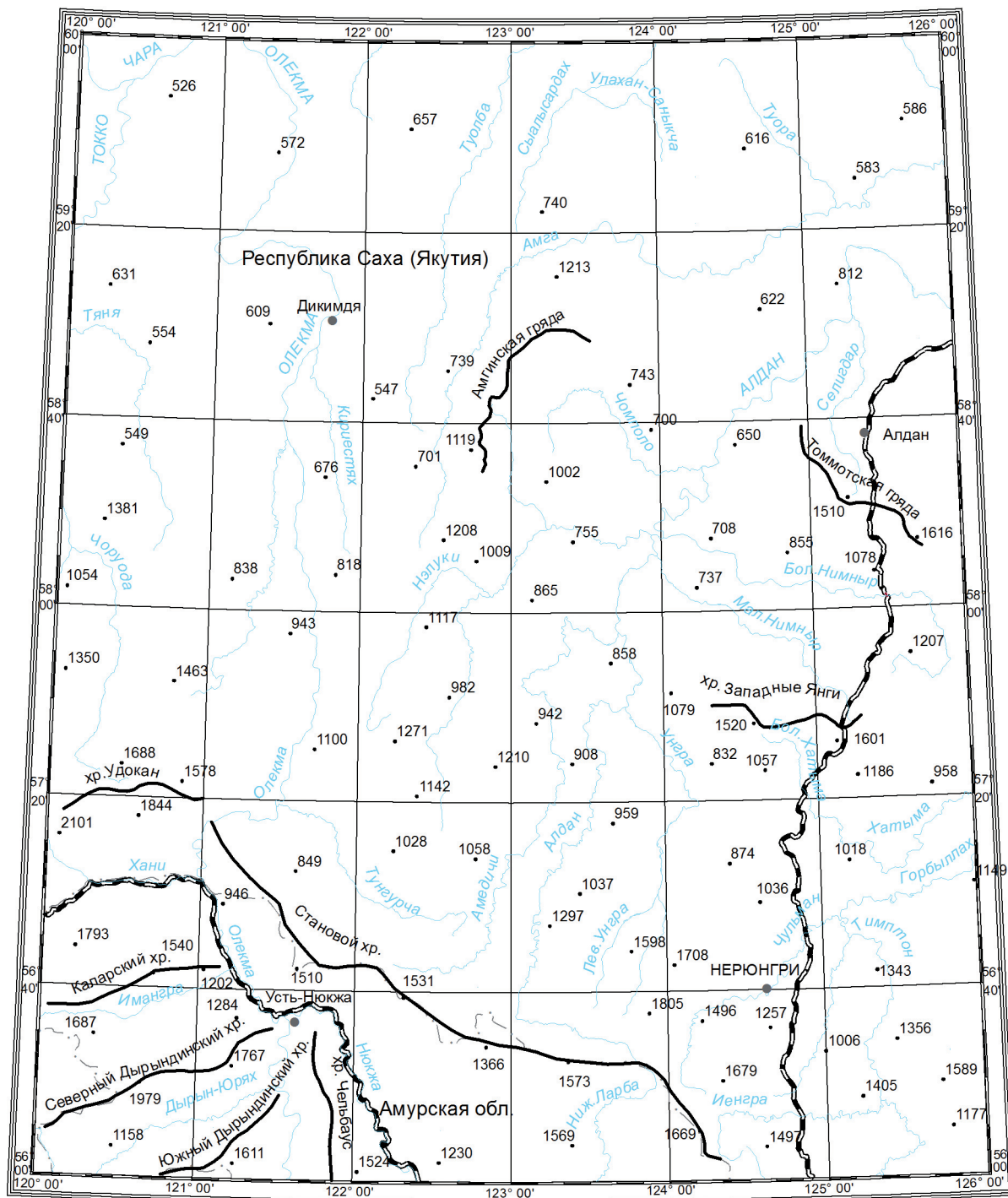


Рис. 1. Орогидрографическая схема территории листа O-51. Масштаб 1 : 2 500 000.

приятные условия жизни населения, его малую плотность, слабую хозяйственную освоенность территории. Она относится к частично экономически освоенным районам Российской Федерации. Большая часть площади листа входит в состав Южно-Якутского центра экономического развития, освоение которого рассчитано на период до 2020 г.

Наиболее крупные населенные пункты – города Нерюнгри, Алдан, Чульман, Беркамит, станции БАМ располагаются около транспортных артерий (Байкало-Амурской и Амура-Якутской железнодорожных магистралей, автомобильной трассы Большой Невер–Якутск). В г. Нерюнгри расположен международный (в качестве запасного) аэропорт, в райцентрах действуют аэропорты местного сообщения.

Энергоснабжение региона обеспечивается тепловыми электростанциями на базе углей Южно-Якутского бассейна.

Основным типом хозяйственного использования земель является лесохозяйственный, имеющий в основном охотничье-промысловое значение. Хотя присутствует и горнодобывающий, и сельскохозяйственный (слабопродуктивное оленеводство), и селитебно-промышленный.

В пределах листа расположен Олёкминский государственный заповедник и три заказника местного значения.

Площадь листа охватывает стык Сибирской платформы (Алданский щит и плитный комплекс платформы) и Центрально-Азиатского складчатого пояса (Становая складчатая система), характеризуется сложным геологическим строением и многопрофильной металлогенией.

Геологическая изученность территории листа очень высокая (рис. 2). На территорию листа составлен комплект ГК-1000 (новая серия), изданный в 1998 г. – геологическая карта дочетвертичных отложений, карта полезных ископаемых, объяснительная записка (лист О-(50)51, авторы В. М. Власов, Е. П. Миронюк, А. Н. Тимашков, Е. Б. Хотина) [22]. Следует отметить Карту четвертичных отложений масштаба 1:1 000 000, изданную под редакцией Г. Ю. Лагздиной в 1975 г.; Геологические карты региона БАМ масштаба 1:500 000, изданные в 1984 г. (листы О-51-Б, В, Г); Геологическую карту Сибирской платформы и прилегающих территорий масштаба 1:1 500 000, изданную под редакцией Н. С. Малича в 1999 г.

Практически на всю территорию (кроме листов О-51-IV, -V) имеются полные Государственные геологические карты масштаба 1:200 000. На листах О-51-IV, -V проведено аэрофотогеологическое картирование масштаба 1:200 000 (1983 г.).

На шесть листов составлены комплекты ГК-200/2, из них четыре листа утверждены НРС (О-51-ХII, -XVIII, -XXVII, -XXVIII) и два находятся на утверждении (О-51-XXIII, -XXIV). Листы О-51-XIX, -XX, -XXV, -XXVI охвачены работами по геолого-минералогическому картированию масштаба 1:200 000 (авторы К. А. Воробьев, В. В. Лесняк), результаты которых утверждены НРС в 2012 г.

Около 40 % территории листа О-51 покрыто поисковыми и геологосъемочными работами масштабов 1:50 000 и 1:25 000, захватывающими и основные рудные районы (рис. 3).

Знания о геологическом строении и полезных ископаемых площади листа накапливаются уже более 100 лет. Можно выделить несколько периодов в истории исследования территории.

Период до 1923 г.

Первые сведения о территории, прилегающей к р. Алдан, были получены в 1643 г. после героического похода русского землепроходца В. Д. Пояркова. С XIX века началось изучение геологического строения территории Якутии, исторический интерес представляют собой маршрутные исследования А. Эрмана (1829 г.), М. Злобина (1831 г.), А. Ф. Миддендорфа (1843–1844 гг.), Н. Г. Меглицкого (1849–1852 гг.) и др.

В 1849–1952 гг. участники Забайкальской экспедиции (экспедиция подполковника Н. Х. Ахте) Генерального штаба – горные инженеры А. И. Кованько, Н. Г. Меглицкий высказали предположение о «возможности открытия золотых россыпей... близ вершины Алдана» [96] и обнаружили уголь на речке Алдакай, в верховьях р. Алдан [40].

В 1896–1997 гг. по поручению Правления Российского золотопромышленного общества горный инженер С. А. Подъяконов проводил поиски золота в верховьях рек Амга и Алдан. От устья р. Селигдар его партия поднялась вверх до вершины этого водотока и дошла до р. Томмот. Он организовал безуспешную шурфовочную работу в долинах ручьев Амедича, Кабакта и в 1900 г. в «Известиях» ВСОРГО (том 31, № 1–2) опубликовал статью «По Алдану и Олекме» [40].

В конце XIX века в связи с развитием золотого промысла на Амуре были организованы поиски золота юго-восточнее и южнее верховьев Алдана (Ниманская, Верхне-Амурская (ВАЗК) золотопромышленные компании, а также ленские золотопромышленники А. М. Борозовиков, И. А. Опарин). Начиная с 1907 г., крупный золотопромышленник И. А. Опарин и соперничающая с ним ВАЗК продвинулись к северо-востоку и северу, организовав золотопоисковые работы в верховьях Алдана с охватом бассейнов рек Селигдар, Нимныр, Томмот и других водотоков [40].

В 1911–1913 гг. золотоискатели проникли в бассейн Иенгры, верхнего течения Чульмана, в верховья Алдана. Из числа специалистов ВАЗК, искавших золото в истоках Алдана (по рекам Чульман, Амедичи, Алдакай, Унгра, Беркакит, Кабакта, Нерюнгри), известны имена В. А. Засыпкина, И. С. Сиротова, Тимофеева [40].

Первые обстоятельные сведения по геологии и петрографии Алдана были сообщены В. Н. Зверевым [114]. В 1912 г. он проделал маршрут по р. Алдан, выделил впервые здесь «Алданскую плиту», указав на четырехчленность ее строения – архейские гнейсы и граниты, кембрийские морские отложения, юрские континентальные отложения и молодые порфиновые интрузии [22].

Период 1923–1958 гг.

Толчком для проведения широких геологических исследований послужило открытие в 1923 г. крупных золоторудных россыпей на руч. Незаметный якутом-старателем М. П. Тарабукиным и руководителем артели В. П. Бертиным. На ручье Незаметный был заложен одноименный прииск, давший начало золотодобычи на Центральном Алдане. И если в октябре 1923 г. на прииске Незаметный проживало 350 человек, то к сентябрю 1925 г. уже 8995.

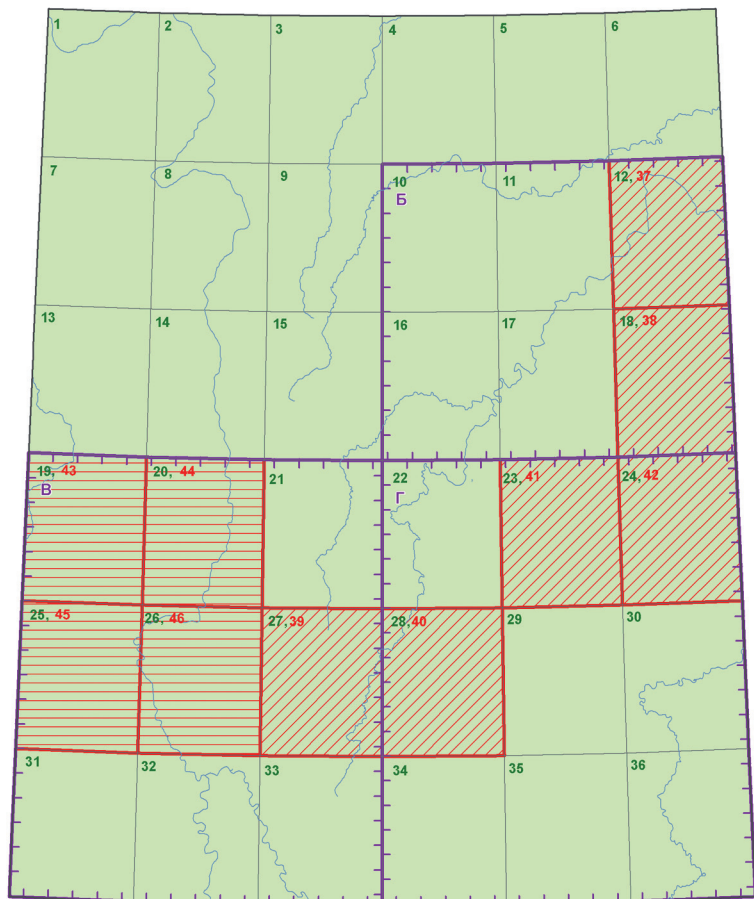







Рис. 2. Картограмма геологической изученности в масштабах 1 : 200 000–1 : 500 000.

-  Геологические карты региона БАМ масштаба 1 : 500 000
-  Работы по ГК-200
-  Работы по ГК-200/2, принятые НРС
-  Отчетные материалы по ГМК-200, принятые НРС
-  Номер площади по каталогу

Работы по ГК-200

Номер по каталогу	Фамилия автора	Год издания карты, Год утв. НРС
1	Кокоулин М.Л.	1966
2	Кокоулин М.Л.	1965
3	Копылов Т.Т.	1992
4	Копылов Т.Т.	1983
5	Копылов Т.Т.	1983
6	Копылов Т.Т.	1992
7	Зарубин А.С.	1988
8	Ляхницкий В.В.	1976
9	Малков Л.Н.	1969
10	Малков Л.Н.	1969
11	Телега Н.С.	1974
12	Телега Н.С.	1965
13	Реутов П.М.	1976
14	Малков Л.Н.	1975
15	Малков Л.Н.	1975
16	Сухин М.В.	1964
17	Реутов Л.М.	1964
18	Луконина В.А.	1970
19	Реутов П.М.	1977
20	Солецкая В.К.	1961
21	Карпов С.Е.	1961
22	Минкин Л.М.	1962
23	Ворона И.Д.	1962
24	Ворона И.Д.	1962
25	Малков Л.Н.	1977
26	Солецкая В.К.	1959
27	Карпов С.Е.	1959
28	Ильиных А.П.	1959
29	Лагздина Г.Ю.	1957
30	Телега Н.С.	1963
31	Баженова Г.Н.	1963
32	Баженова Г.Н.	1963
33	Глуховский М.З.	1964
34	Кац А.Г.	1966
35	Кац А.Г.	1971
36	Кац А.Г.	1971

Работы по ГК-200/2

Номер по каталогу	Фамилия автора	Год утв. НРС Год написания отчета
37	Воробьев К.А.	2001
38	Воробьев К.А.	2003
39	Кардаш Е.А.	2003
40	Кардаш Е.А.	2003
41	Утробин Д.В.	2008
42	Утробин Д.В.	2008

Работы по ГМК-200

Номер по каталогу	Фамилия автора	Год утв. НРС
43–46	Воробьев К.А.	2012

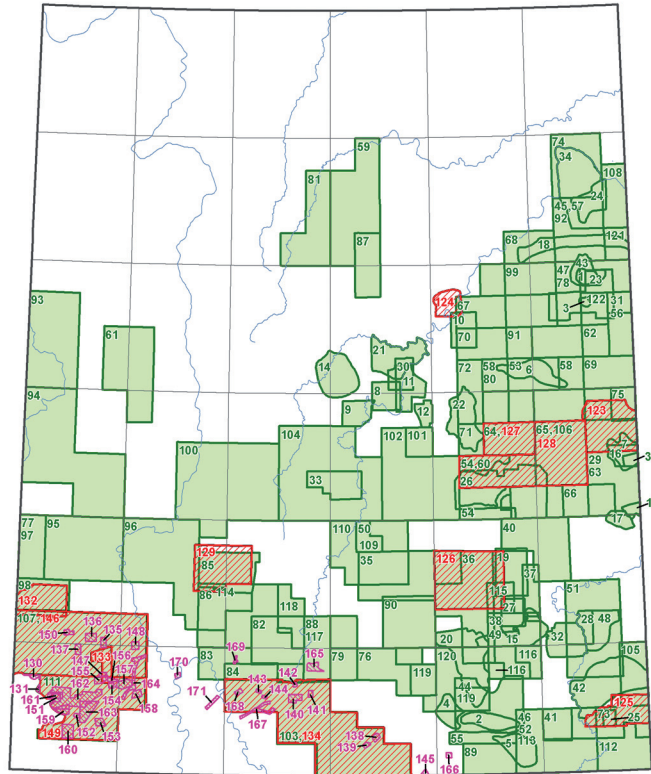
Геологические карты региона БАМ масштаба 1 : 500 000

Номер по каталогу	Фамилия автора	Год издания карты
Б	Максимов Е.П.	1984
В	Бирюлькин Г.В.	1984
Г	Кудрявцев В.А.	1984

Каталог площадей геологосъемочных работ

Каталог площадей поисковых работ

Номер по каталогу	Фамилия автора	Год написания отчета	Номер по каталогу	Фамилия автора	Год написания отчета	Номер по каталогу	Фамилия автора	Год написания отчета
1	Сучков П.Н.	1936	62	Минаков В.С.	1963	123	Дубовский В.С.	1949
2	Амеландов А.С.	1943	63	Добрынин В.Е.	1964	124	Рюриков Г.Н.	1949
3	Иванова Т.С.	1945	64	Редкозуб В.Т.	1965	125	Саратов Е.Т.	1958
4	Коренев Н.А.	1947	65	Курицин В.В.	1965	126	Кошляк В.С.	1964
5	Коренев Н.А.	1947	66	Бирюков В.М.	1965	127	Павлова Л.В.	1966
6	Коноплев С.П.	1947	67	Максимов Е.П.	1965	128	Киселев Г.Н.	1966
7	Коноплев С.П.	1948	68	Угрюмов А.Н.	1966	129	Пахомов А.Н.	1968
8	Лобанов В.К.	1948	69	Хайми Г.И.	1966	130	Томбасов И.А.	1984
9	Акулов Б.И.	1948	70	Бурнайкин А.И.	1966	131	Томбасов И.А.	1984
10	Шапошников А.А.	1949	71	Смирнов И.П.	1966	132	Гончарук В.В.	1986
11	Лобанов В.К.	1949	72	Червоный Ф.И.	1966	133	Гончарук В.В.	1986
12	Алмазова И.Н.	1950	73	Бирюков В.М.	1966	134	Цеймах Е.Н.	1986
13	Семигузов Г.К.	1951	74	Кичигин Л.Н.	1967	135	Кулаков Р.И.	1986
14	Кузнецов В.П.	1952	75	Фирсов В.В.	1967	136	Гончарук В.В.	1986
15	Минкин Л.М.	1953	76	Смирнов И.П.	1967	137	Кулаков Р.И.	1986
16	Кражева Н.И.	1953	77	Сидоров И.Т.	1967	138	Цеймах Е.Н.	1986
17	Кражева Н.И.	1953	78	Карелин В.В.	1967	139	Цеймах Е.Н.	1986
18	Сикач Б.А.	1954	79	Смирнов И.П.	1968	140	Цеймах Е.Н.	1986
19	Антропов А.Н.	1955	80	Кострыкина А.Н.	1968	141	Цеймах Е.Н.	1986
20	Ильиных А.П.	1955	81	Перунов В.И.	1969	142	Цеймах Е.Н.	1986
21	Муразаев С.П.	1955	82	Юшманов В.В.	1969	143	Цеймах Е.Н.	1986
22	Новиков О.А.	1955	83	Томилович	1969	144	Цеймах Е.Н.	1986
23	Шапошников Д.П.	1955	84	Юшманов	1969	145	Ложников А.В.	1989
24	Гаскаров В.Ф.	1955	85	Пахомов А.Н.	1970	146	Козак З.П.	1990
25	Баев П.И.	1955	86	Одуд-Сичева В.А.	1970	147	Козак З.П.	1990
26	Минкин Л.М.	1956	87	Добрынин В.Е.	1970	148	Козак З.П.	1990
27	Клишейко В.А.	1956	88	Юшманов В.В.	1971	149	Кошеленко В.В.	1991
28	Бергер В.И.	1956	89	Леонова Ф.Р.	1972	150	Кулаков Р.И.	1991
29	Ильиных А.П.	1956	90	Габышев В.Д.	1973	151	Кошеленко В.В.	1991
30	Маслов М.И.	1956	91	Минаков В.С.	1975	152	Кошеленко В.В.	1991
31	Шапошников Д.П.	1956	92	Березин Г.П.	1975	153	Кошеленко В.В.	1991
32	Кулиш Е.А.	1956	93	Княжев А.С.	1977	154	Кошеленко В.В.	1991
33	Ворона И.Д.	1956	94	Сясько А.А.	1979	155	Кошеленко В.В.	1991
34	Васильченко С.Ф.	1956	95	Сенкевич В.Г.	1980	156	Кошеленко В.В.	1991
35	Клишейко В.А.	1957	96	Малков Л.Н.	1980	157	Кошеленко В.В.	1991
36	Клишейко В.А.	1957	97	Калнустраут И.Я.	1981	158	Кошеленко В.В.	1991
37	Клишейко В.А.	1957	98	Калнустраут И.Я.	1981	159	Харченко А.Т.	1993
38	Ремизов Р.А.	1958	99	Уотос В.И.	1982	160	Харченко А.Т.	1993
39	Русин Г.Г.	1958	100	Одуд-Сичева В.А.	1983	161	Евласьев А.В.	1993
40	Гончар А.Г.	1958	101	Княжев А.С.	1983	162	Евласьев А.В.	1993
41	Сухин М.В.	1959	102	Княжев А.С.	1983	163	Харченко А.Т.	1993
42	Ясевин Ю.В.	1959	103	Цеймах	1986	164	Теплых В.Б.	1993
43	Бутникова А.Ф.	1959	104	Одуд-Сичева В.А.	1987	165	Молчанов Е.Д.	1994
44	Усольцев И.А.	1960	105	Минаков В.С.	1987	166	Стриха В.Е.	1995
45	Берзенин Б.З.	1961	106	Киселев Г.Н.	1988	167	Машкин А.В.	1998
46	Ветлужских В.Г.	1961	107	Козак	1990	168	Домчак В.В.	1998
47	Угрюмов А.Н.	1961	108	Баранов Э.Ф.	1991	169	Машкин А.В.	1998
48	Сорокин В.Т.	1961	109	Харитонов С.П.	1991	170	Домчак В.В.	1998
49	Хворостина А.А.	1961	110	Харитонов С.П.	1991	171	Носов И.С.	1999
50	Салашин В.Г.	1961	111	Кошеленко	1991			
51	Сорокин В.Т.	1962	112	Кислый А.В.	1993			
52	Ветлужских В.Г.	1962	113	Пачерская И.А.	1993			
53	Кострыкина А.Н.	1962	114	Сафонов А.М.	1993			
54	Тупилкин И.Н.	1962	115	Янополец О.А.	1997			
55	Чукурна В.Д.	1962	116	Янополец О.А.	1997			
56	Забелин Г.Г.	1962	117	Сафонов А.М.	1998			
57	Угрюмов А.Н.	1963	118	Сафонов А.М.	1998			
58	Кострыкина А.Н.	1963	119	Петрова И.А.	1999			
59	Лядин В.И.	1963	120	Петрова И.А.	1999			
60	Тупилкин И.Н.	1963	121	Мякишев А.И.	1999			
61	Хайми Г.И.	1963	122	Бирюков Е.И.	1999			



Геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000
 Поисковые работы масштаба 1 : 50 000
 Поисковые работы масштаба 1 : 25 000
 Номер площади по каталогу

Рис. 3. Картограмма геологической изученности в масштабах 1 : 25 000–1 : 50 000.

География поисков богатого россыпного золота расширялась. Таким образом, 1923–1924 гг. стали периодом «золотой лихорадки» – открытия новых ключей с богатым золотом, массового притока вольных копачей на Алдан с Амура и Лены, в т. ч. китайцев, корейцев [40].

Планомерное геологическое изучение территории Центрально-Алданского района начинается с 1925 г. Геологическую съемку масштаба 1:100 000 (ГСП-100) в 1925 г. проводит геологоразведочная партия В. Н. Зверева (лист О-51-ХVIII), а затем (1926–1928 гг.) партии треста «Алданзолото» (впоследствии «Якутзолото») под руководством Ю. А. Билибина. Поисковые работы на рудное золото ведут А. П. Бахвалов, Б. П. Епифанов, И. П. Лебедин и др. В результате установлены основные черты геологического строения района, открыты месторождения рудного золота (Лебединское, Самодумовское и др.) [22].

В 1925–1928 гг. В. И. Серпухов проводит поисковые работы на золото в пределах Алдано-Тимптонского водораздела. Им дано подробное описание орографии района и послееюрских магматических пород, а также отмечено наличие в районе огромных даек диабазов, установлены проявления россыпного золота. По рекам Амуткан и Лев. Южн. Нимныр [37].

В 1925–1927 гг. в верховьях рек Бол. Куранах и Орто-Сала, а также в долинах Томмота, Юхты, Джеконды были обнаружены рудные залежи с промышленными содержаниями золота и высказано предположение о возможности обнаружения рудных тел на площади современного Куранахского рудного поля. По настоянию профессора В. А. Обручева в 1930 г. были возобновлены разведочные и поисковые работы на рудное золото. Вольный старатель М. И. Савин открывает богатую залежь, названную его именем. В 1933 г. научно-исследовательская партия, возглавляемая В. Н. Зверевым, произвела картирование Лебединского рудного поля. В том же году был образован рудник Лебединый, объединивший более 10 шахт.

Значительные открытия были сделаны в период с 1928 по 1941 г. Первая геологическая карта масштаба 1:1 000 000, составленная Е. С. Бобиным для Олёкмо-Каларского района, отобразила многоярусность строения территории: архейские образования, эозойские (протерозойские) отложения (удоканская свита Е. В. Павловского), юрские угленосные отложения и послееюрские интрузии щелочных пород и фельдшпатолитов. Для восточных районов территории Д. С. Коржинский в 1931–1932 гг. впервые произвел стратиграфическое расчленение архея Алданского щита и разработал основу теории генезиса метаморфической толщи. Комплекс метаморфических пород архея был разделен на три серии: иенгрскую, чарнокитовую (тимптонскую) и желтулинскую (для которой прогнозировалась промышленная флогопитоносность). Эти серии противопоставлялись более молодым «становым» гранитогнейсам и золотоносным зеленосланцевым диафторитам тектонического происхождения (гнейсоиды). Данная стратиграфическая схема явилась основой для дальнейшего изучения архейских образований [22].

По южной окраине Алданской плиты в верховьях рек Олёкма, Алдан, Тимптон выделены протерозойские отложения, несогласно налегающие на архейский комплекс, и связанные с ним магматические породы (Д. С. Коржинский, А. А. Арсеньев и др.). [41]. В районе находок Д. С. Коржинским

корундовых пород в 1933 г. Якутским геологоразведочным трестом были организованы поисковые работы на корунд и дистен. В результате этих работ Т. П. Голяшкиным в 1933 г. была открыта крупноглыбовая россыпь корундовых и дистеновых пород в долине р. Чайныт, что послужило началом геолого-поисковых и геологоразведочных работ по изучению корундовых месторождений.

Важным событием в изучении Южной Якутии явилось открытие в 1935 г. Ю. К. Дзевановским в бассейне р. Куранах первого месторождения флогопита и М. В. Шупинским в 1941 г. в низовьях р. Мал. Нимныр месторождения горного хрусталя [38]. В 1936 г. в бассейне р. Туолба открыта первая небольшая нефтяная залежь в нижнепалеозойских отложениях.

В 1937 г. Ю. А. Билибин на Международном геологическом конгрессе выделяет на территории Южной Якутии две металлогенические провинции: Алданскую (на Алданской плите) и Тимптоно-Олёкминскую (в Пристановой области). Благодаря этим работам на достаточно долгие годы закрепилось понятие Алданской плиты (с 1950 г. – щита), как обнаженной части фундамента Сибирской платформы в границах между Становым хребтом на юге и осадочными отложениями протерозоя к западу от р. Олёкма [22].

В связи с реализацией планов 1937–1939 гг. по обследованию территорий, прилегающих к БАМ, были начаты специализированные геологосъемочные работы масштаба 1 : 1 000 000, проводившиеся с 1940 по 1955 г. В результате для северных районов территории разработана стратиграфическая база и произведено картирование кембрийских отложений, более того – были выделены полноценные отделы и ярусы общей стратиграфической шкалы. Значимость разработок по нижнему кембрию получила мировое признание (Г. В. Бархатов, В. К. Бобров, А. И. Бузиков, Ф. Г. Гурари, Н. С. Зайцев, Г. Ю. Лагздина, В. А. Луконина, Е. А. Нечаева, О. И. Никифорова, Н. В. Покровская, Е. Э. Разумовская, Н. П. Суворова, О. П. Флерова и др.). Непреходящее значение для стратиграфии имели работы Е. В. Лермонтовой 1935–1939 гг. по обоснованию фаунистических горизонтов нижнего кембрия [22].

В 1942 г. на основании маршрутных исследований по Амуро-Якутской магистральной Н. В. Фролова разделила толщу юрских отложений на четыре свиты (снизу вверх): юхтинскую, чульманскую, дурайскую, горкитскую общей мощностью 750–800 м. Эта схема с последующими уточнениями легла в основу унифицированной стратиграфической схемы юрских отложений Южной Якутии. Предложенная ею схема пятичленного деления разреза архея впоследствии не получила признания среди алданских геологов [38].

Для южных районов территории листа О-51 доказана самостоятельность станового и олёкминского метаморфических комплексов, отнесенных к протерозою, высказано предположение о синийском возрасте для впервые рассмотренного разреза осадочных отложений Токко-Олёкминского междуречья, обоснован мезозойский возраст гранитоидов Станового хребта (Ю. К. Дзевановский, В. П. Дитмар, Е. П. Миرونюк и В. Г. Тарасова).

В 1950-е гг. сотрудниками ИГН АН СССР была дана подробная литолого-петрографическая характеристика нижнекембрийских отложений платформенного чехла, в том числе описание их нефтеносности, как для северного склона щита в целом [50], так и для Алданского района в частности [97].

Во время Великой Отечественной войны возникла острая потребность в выявлении новой сырьевой базы на востоке страны, в результате чего были резко расширены геологосъемочные, геолого-поисковые и разведочные работы на площадях развития докембрийских образований. К изучению архейского комплекса привлекается ряд геологов Восточно-Сибирского геологического управления (ВСГУ) (П. И. Ноздрин и др.), трестов Сибирского геологического управления (ВСГУ), «Сибгеолнеруд» (З. А. Спектор, М. С. Зиновьев, Б. Д. Бошков), «Якутзолото» (И. Е. Данич и др.) и «Всесоюзного треста № 13» [38].

В том же 1941 г. Иркутский трест «Сибгеолнеруд» направил на Алдан поисково-разведочную партию, на месте которой в феврале 1942 г. была создана Алданская геологоразведочная экспедиция (впоследствии Тимптоно-Учурская комплексная экспедиция, ныне ГУ ГПП РС(Я) «Алдангеология»).

В течение короткого времени изучено геологическое строение Алданской флогопитоносной провинции и ее флогопитоносных районов. За открытие и разведку леглиерских и федоровских месторождений флогопита в 1952 г. И. В. Быкову, А. В. Коровину, Н. Ф. Клековкину, Г. К. Семигузову, А. Д. Смыкову, Е. С. Швецову, С. П. Коноплеву, В. С. Дубовскому, Г. Г. Родионову присвоены звания лауреатов Государственной премии СССР [58].

Продолжаются интенсивные поисковые и разведочные работы, а также добыча золота из россыпей в Центральном Алдане и в небольших объемах в Верхне-Тимптонском и Верхне-Амгинском районах. Этими работами открыто большинство месторождений района, известных в настоящее время (первооткрыватели А. И. Булановский, И. С. Ахмедов, А. С. Слиницын, С. В. Ачкасов, А. И. Кукс, И. М. Черемных и др.).

В начале 1950-х г. были начаты региональные геологические исследования по составлению Государственных геологических карт масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000 Южной Якутии, которые проводились специалистами ВСЕГЕИ, ВСГУ, ЧТУ, ВАГТ и Южно-Якутской комплексной экспедиции. С целью обеспечения геофизическими материалами территории среднemasштабных геологических съемок юга Якутии были выполнены аэромагнитные съемки масштаба 1 : 200 000 и мелкомасштабные гравиметрические съемки (В. А. Ляхов, М. Г. Чурзин и др.) [58].

С 1950 г. в связи с постановлением Совета Министров СССР о необходимости создания минерально-сырьевой базы для черной металлургии в Южной Якутии геологические работы принимают более широкие масштабы. Основной объем по каменноугольно-железородному сырью выполняет геологи Южно-Якутской комплексной экспедиции. К этому времени относится открытие Нерюнгринского месторождения каменного угля. В 1951 г. Г. Ю. Лагздиной и О. А. Трещаловой был открыт пласт «Пятиметровый», затем в 1952 г. Л. М. Минкиным обнаружен пласт «Мощный». Параллельно с ними в работах по углю и железу принимают участие работники СОПС, а также Лабораторий геологии докембрия и угля ИГЕМ АН СССР, ВСЕГЕИ. Большой объем геофизических работ проводит Всесоюзный геофизический трест. В процессе этих работ был обнаружен ряд железородных месторождений (Пионерское, Десовское, Комсомольское и др.) [38].

В 1952 г. Ю. К. Дзевановский в работе «Геология Алданской плиты» [113] представил сводную стратиграфическую схему расчленения алданского архея, которая была принята в качестве рабочей на Ленинградском совещании в 1956 г. Начинаются углубленные исследования магматизма, метасоматизма, метаморфизма и гидрогеологии [22].

Период 1959–1972 гг.

Период начинается с обобщения ранее накопленных знаний по геологическому строению района, отраженных в составленной Ю. К. Дзевановским геологической карте листа О-51 масштаба 1 : 1 000 000 и объяснительной записке к ней [32].

Г. М. Другова, Л. В. Климова, М. Д. Крылова и др. в работе «Геология докембрия Алданского горнопромышленного района» [45] дали описание стратиграфии, структур, метаморфизма и магматизма докембрия.

В 1959–1960 гг. В. А. Луконина и Н. С. Телега при проведении картосоставительских работ масштаба 1 : 200 000 на площади листа О-51-ХVIII на Эльконском горсте в бассейне руч. Курумкан обнаружили и опробовали крупные тектонические зоны с золото-урановым оруденением. С открытия этих зон начинается 30-летний период изучения горста крупномасштабными специализированными на уран работами, которые в 1961–1962 гг. проводят партии Октябрьской экспедиции, а затем Приленской экспедиции (впоследствии ПГО «Приленскгеология»). Результатом работ явилось открытие и разведка группы урановых месторождений (зон Южная, Сохолоохская, Володина и др.) [22].

В 1958 – 1964 гг. работами З. А. Журавлевой, Вл. А. Комар, А. Петрова, В. Т. Работнова обосновываются принципы выявления и корреляции рифейских и вендских отложений, и они успешно картируются во всех северных районах [22].

В 50-е и первой половине 60-х годов Н. Г. Судовиков провел ряд экспедиций в Южной Якутии, результаты которых были обобщены в фундаментальных работах «Геология докембрия Алданского горно-промышленного района» и «Региональный метаморфизм и некоторые вопросы петрологии».

Для данного этапа характерно завершение поисково-разведочных работ на слюду-флогопит, усиление и расширение поисков и разведки на россыпное и рудное золото, а также начало крупномасштабных геологических исследований с целью изучения и оценки территории на широкий комплекс рудных и нерудных полезных ископаемых. К концу 60-х годов главным образом геологами Южно-Якутской экспедиции были завершены полистная геологическая съемка и картосоставление масштаба 1 : 200 000 территории Южной Якутии. Специалистами этой экспедиции покрыта геологической съемкой масштаба 1 : 50 000 значительная территория региона, главным образом во флогопитоносных, угленосных, железорудных и золотоносных районах.

Специализированные поисковые работы по поискам урана на Алданском щите были начаты в 1958 г. аэропартией № 35 Октябрьской экспедиции. Геологическое обоснование поисков было представлено научными кураторами М. И. Ициксоном (ВСЕГЕИ) и Я. Д. Готманом (ВИМС). В течение 1958–1961 гг. силами партии проводились планомерные аэрогамма-поиски вдоль

трассы АЯМ, начиная от Становой зоны на юге до платформенного чехла у р. Алдан на севере.

В 1960 г. площадь работ аэропартии 35 охватила западную часть Эльконского поднятия. По результатам работ был выявлен ряд аэроаномалий, при наземной заверке которых установлено десять рудопроявлений урана – Звездное, Лунное, Надежда, Плоское, Крутое, Пироксеновое, Эльконкан, Гребень, Ю. Курумкан, а также большое количество аномалий, требующих оценки (В. С. Мирошниченко, Б. Н. Дав, И. И. Лозбень).

В 1961–1962 гг. была проведена мерзлотно-гидрогеологическая съемка масштаба 1 : 500 000 (Л. С. Гарагуля, К. А. Кондратьева, МГУ). Авторами затронуты проблемы стратиграфии кайнозойских отложений, геоморфологии [26, 27].

В 1963–1964 гг. Л. В. Зорин (МГУ) занимался детальным изучением рыхлых отложений и россыпной золотоносности Центрально-Алданского района, им было высказано предположение о третичном возрасте кор выветривания на куранахских золоторудных месторождениях. В 1963 г. коллективом авторов (Г. М. Азанов, Д. П. Шапошников, В. А. Подкопаев и др.) составлена металлогеническая карта района масштаба 1 : 200 000, специализированная на золото. В 1969 г. А. Н. Угрюмовым были подняты вопросы минерагении зон разломов северной части Алдано-Тимптонского междуречья; в том же году Е. П. Максимов, В. В. Карелин и В. И. Уютов впервые выполнили формационный анализ мезозойских изверженных пород района [27].

На западе территории начинается планомерное изучение Усмунского угленосного района. В 1962–1963 гг. в ходе исследований по изучению морфологии и истории развития мезозойских депрессий на юге Алданского щита здесь работал В. Ф. Микунов (ГИН АН СССР). В 1968 г. отряд ГИ ЯФСО АН СССР под руководством Ш. А. Сюдюкова прошел маршрутом по рекам Усмун и Тунгурча с целью изучения стратиграфии и условий накопления угленосных отложений. В период с 1968 по 1972 год в результате работ Усмунской поисковой партии ЮЯКЭ (А. Н. Пахомов и др., 1970, 1972 гг.) было выделено два каменноугольных месторождения – Сыллахское и Немактинское, вскрыто 42 угольных пласта мощностью от 0,1 до 14,7 м.

В результате обобщения материалов массовых площадных съемок и специализированных тематических работ Ю. К. Дзевановский, Е. П. Миронюк, Э. Л. Магнушевский [42] приходят к выводу, что «Алданская плита» (щит) и «Область Становика» являются внутренними структурами общего дорифейского фундамента Сибирской платформы, и вводят новое понятие – «Алдано-Становой щит». Е. П. Миронюк вычленяет из станового комплекса более древние образования (курультинская серия) с иной геотектонической природой, чем иенгская серия, подтверждает архейский возраст станового комплекса, обосновывает и картирует разнотипные образования верхнего архея в шовных (троговых) структурах (зеленокаменные пояса) и разномасштабных плутонах, раскрывает латеральную зональность раннепротерозойской седиментации [22].

В 1965–1974 гг. была разработана ярусная шкала для кембрийских отложений Лены, Алдана и Амги (Т. Т. Журавлева, В. В. Миссаржевский, А. Ю. Ро-

занов, Л. Н. Репина, В. Е. Савицкий, В. А. Сысоев, В. В. Хоментовский), получившая мировое признание [22].

Период 1972–1991 гг.

Этот этап ознаменован резким увеличением объемов геологоразведочных работ, высокими темпами развивается промышленное производство СССР, потребовавшее значительного расширения и укрепления минерально-сырьевой базы страны. Подавляющая часть этих запасов и ресурсов была получена в Сибири и на Дальнем Востоке, в особенности в зоне хозяйственного освоения зоны Байкало-Амурской магистрали (БАМ), к которой принадлежит значительная часть территории листа. Правительственным постановлением о строительстве БАМ и создании Южно-Якутского территориально-промышленного комплекса (ТПК) определено резкое усиление геологоразведочных работ прежде всего на уголь, железо и благородные металлы, а также на весь комплекс рудных и нерудных полезных ископаемых, необходимых для обеспечения строительства БАМ и ТПК.

В 1970–1973 гг. в Темулякит-Тургурчинской зоне и Ханинском районе В. А. Кудрявцевым и др. проводились ревизионно-поисковые работы на редкие металлы. Начиная с 1975 г., намечается резкий рост объемов геологоразведочных работ в западной части Алданского щита. Коллективами Чаро-Токкинской, Южно-Якутской и Тимптоно-Учурской геологоразведочных экспедиций выполнены работы по разведке Чаро-Токкинского железорудного района, геологические съемки масштаба 1 : 50 000, поисково-разведочные работы на апатиты, медь, железо в Ханинском районе, проведены также тематические исследования партиями Центральной комплексной тематической экспедиции ЯПГО, научно-исследовательскими институтами страны [110].

Исследованиями 1970–1974 гг. были выявлены новые месторождения апатита, титана, редких металлов, золота и урана, а также существенно конкретизированы разные аспекты геологии и минерагении территории. В 1972 г. в результате целенаправленных поисковых работ на апатит на перспективных проявлениях ТУКЭ было открыто Селигдарское апатит-редкоземельное месторождение (первооткрыватели В. И. Егин, В. Н. Сучков, Г. А. Тунгусов, А. А. Почивалов, Ф. Л. Смирнов). Л. И. Салопом были уточнены стратотипы нижнего архея и доказана их планетарная устойчивость; Л. М. Реутовым установлены латеральные неоднородности разрезов раннего архея и выделена верхнеархейская амедичинская серия; А. Ф. Петров обосновывает двухэтажное строение шовных структур позднего архея и выделяет тасмиэлинскую серию; З. И. Петрова обосновывает дробную стратификацию федоровской свиты; В. А. Рудник и Г. М. Беляев расчленяют раннедокембрийские гранитоиды и приводят для них генетическую типизацию; В. А. Кудрявцев, А. И. Салаткин, Г. В. Бирюлькин ревизуют возраст отложений некоторых верхнеархейских структур и разрабатывают стратификацию Угуйского грабена; И. М. Фрумкин поддерживает взгляды В. В. Курицина по расчленению федоровской свиты на разновозрастные комплексы; В. Л. Дук устанавливает структурно-метаморфическую эволюцию раннего докембрия и показывает на схематической геологической карте ряд новых магматических и ультраметаморфических образований; Т. В. Билибина и другие обосновывают металлогеническое районирование территории или ее отдельных частей; Ю. К. Дзе-

вановский и Е. П. Миронюк выделяют особый пермобильный режим развития земной коры в архее и устанавливают его главнейшие тектонические элементы [22].

С 1963 г. после выделения В. Л. Масайтисом в Сибири нового типа тектонических структур широко разворачиваются работы по исследованию процессов тектоно-магматической активизации, в которых приняли участие Ю. Б. Буфеев, Т. В. Билибина, Н. В. Владыкин, В. М. Власов, М. З. Глуховский, Е. М. Заблоцкий, В. И. Колесников, В. С. Коген, А. Я. Кочетков, Е. П. Максимов, Е. М. Маркович, Е. П. Миронюк, Е. П. Орлова, А. Г. Угрюмов, В. И. Уюгов и др. В результате были получены принципиально новые данные по магматизму, обоснованию новых геологических структур, полезным ископаемым а также стратиграфии и угленосности мезозойских отложений [22].

В 1975–1981 гг. В. Г. Ветлужских, И. П. Дик, С. Н. Николаев и др. обобщают и анализируют данные по рудной и россыпной золотоносности Центрально-Алданского района и Южной Якутии [107]. Авторами уточнены границы рудных узлов и полей в районе, дана их прогнозная оценка и намечены первоочередные объекты для геологического доизучения и поисков.

Многолетние тематические работы по комплексному изучению Южно-Якутской угленосной формации проводит группа сотрудников отдела геологии угля и горючих сланцев ВСЕГЕИ. В отчете В. М. Власова и др. 1980 г. подробно освещено строение угленосной формации. Проведено определение возраста отложений и разделение юрской системы на свиты на основании изучения флористических комплексов [138].

В 1980 г. Г. В. Минченко, в 1981–1985 гг. С. Н. Аверьянов, в 1986–1988 гг. В. Н. Петько (ПГО «Приленскгеология») проводят поисковые работы на алмазы. На известных трубках эксплозивных брекчий щелочных пикритов проведено оценочное бурение и крупнообъемное опробование. В результате в трубке Кайла (правобережье р. Якобит) обнаружен мелкий кристалл алмаза [26].

В 1981–1985 гг. площадь Центрально-Алданского района охвачена комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемкой масштаба 1 : 200 000 (Н. К. Кутарева и др.). В результате составлены комплект карт и отчет, в котором дано описание гидрогеологических, криологических и инженерно-геологических условий территории [27].

В 1979–1986 гг. коллективом авторов ВСЕГЕИ (Г. М. Беляевым, А. М. Веселовым, А. М. Молчановым и др.) разработана методика составления поэлементных геохимических карт, на основании чего составлен комплект карт масштаба 1 : 500 000 на территорию Алданского щита (прогнозная на уран, радиогеохимическая и карта гидротермально-метасоматических образований), а также дана оценка перспектив ураноносности региона БАМ.

Большой объем поисково-оценочных и геологоразведочных работ проводили партии Приленского ПГО. Ими осуществлялись поисково-разведочные исследования в Эльконском районе, поисковые работы на полутора десятках перспективных площадей в Центрально-Алданском и Олёкминском районах Алданского щита, в т. ч. в пределах протерозойских протоплатформенных пригибов Олдонгсинского, Тас-Миелинского, Угуйского.

Кроме подразделений Приленского ПГО, специальные аэропоисковые работы на уран в центральной и западной частях Алданского щита осуществляли партии 14 (1976 г.) и 16 (1979–1987 гг.) Невского ПГО в масштабах 1 : 200 000 (1 110 800 км²) и 1 : 25 000 (12 741 км²). Было установлено 617 аэроаномалий и 33 аномальных поля, из которых 413 подверглись наземной проверке. При этом было выявлено девять рудопроявлений [85].

Поисково-оценочные и геологоразведочные работы в Эльконском рудном районе и в западной части Алданской урановорудной провинции были прекращены с ликвидацией Приленского ПГО в 1986 г. Состояние изученности этого перспективного региона площадью 265 тыс. км² на 1.01.1990 г. характеризовалось следующими данными: прогнозными исследованиями в масштабе 1 : 200 000 охвачено 87,3 тыс. км², 1 : 50 000–11,91 тыс. км², в т. ч. 8,51 тыс. км² – спецкартированием. На момент ликвидации Приленского ПГО остались неизученными свыше 70 рудопроявлений и 1100 аномалий.

В 1966–1994 гг. работами И. А. Музиса, Е. И. Корнутовой, С. В. Рассказова, В. П. Солоненко, Ф. М. Ступака, Е. В. Хотинной и др. были заложены основы кайнозойской геологии [22].

Период после 1991 г.

Развал экономики, резкое падение объемов промышленного производства в стране привели к значительному снижению финансирования и сокращению физических объемов геологосъемочных и геологоразведочных работ.

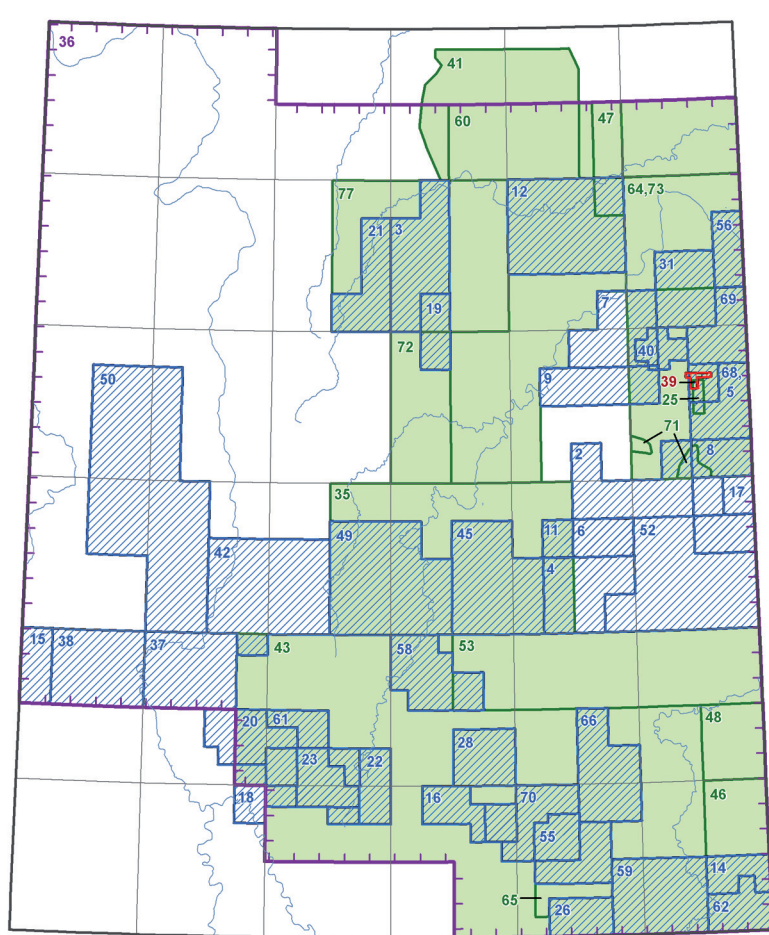
С начала 1990-х гг. в практике геологического картирования региона начался новый этап – геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 (ГДП-200) с целью подготовки к изданию комплектов Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 второго поколения (новая серия).

В 90-х годах составлены легенды для Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 (ГК-200) новой серии для Амгинской (составители О. И. Щербаков, Г. В. Бирюлькин. Главный редактор О. И. Щербаков, 1999 год [124]) и Алданской (составители Д. В. Утробин, Е. П. Максимов, Е. Б. Хотина. Редактор Е. П. Миронюк, 2000 г. [123]) серий листов.

В результате были пополнены и доработаны схемы стратиграфии венд-нижнекембрийских и кайнозойских образований, а расчленение мезозойского магматизма приведено в соответствие с требованиями вышедшего в эти годы «Петрографического кодекса».

На базе новых серийных легенд составлены комплекты ГК-200/2 для листов О-51-ХП (К. А. Воробьев, А. В. Курбатов, 2000 г.), -XVIII (К. А. Воробьев, Г. А. Шумбасова, 2001 г.), -XXVII и -XXVIII (Е. А. Кардаш, 2002 г.).

Геологосъемочные работы этого периода были выполнены на Темнякитской (ГС-50), Верхне-Якокутской, Эльконской площадях (ГДП-50) в Центрально-Алданском районе и на Иенгрской, Верхне-Гонамской площадях (ГДП-50) в Верхне-Тимптонском районе. В результате этих работ были открыты золоторудные месторождения Нижне-Якокутского рудного поля, Самлазовское в Юхтинском рудном узле, апатитопроявления Колбочи и Кавакта в Верхне-Тимптонском районе; уточнены геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых на Эльконской площади.



Масштабы работ



Каталог площадей

Номер по каталогу	Фамилия автора	Год написания отчета
2	Костыркина А.Н.	1963
3	Лядин В.И.	1963
4	Тупилкин И.Н.	1963
5	Минаков В.С.	1964
6	Редкозуб В.Т.	1964
7	Урюмов А.Н.	1965
8	Хайми Г.И.	1965
9	Максимов Е.П.	1965
11	Смирнов И.П.	1966
12	Телега Н.С.	1966
14	Бирюков В.М.	1967
15	Сидоров И.Т.	1967
16	Смирнов И.П.	1967
17	Фирсов В.В.	1967
18	Томилович	1969
19	Добрынин В.Е.	1970
20	Одуд-Сичева В.А.	1970
21	Перунов В.И.	1970
22	Юшманов В.В.	1970
23	Юмашов В.В.	1970
25	Бортников И.С.	1972
26	Леонова Ф.Р.	1972
28	Габышев В.А.	1973
31	Березин Г.П.	1974
35	Зарукин П.Н.	1979
36	Селезнев А.А.	1980
37	Малков Л.Н.	1980
38	Сенкевич В.Г.	1980
39	Белев Г.М.	1981

Номер по каталогу	Фамилия автора	Год написания отчета
40	Уютов В.И.	1982
41	Копылов Т.Т.	1983
42	Одуд-Сичева В.А.	1983
43	Подъячев Б.П.	1983
45	Княжев А.С.	1984
46	Подъячев Б.П.	1984
47	Литвиненко О.Ю.	1986
48	Подъячев Б.П.	1986
49	Одуд-Сичева В.А.	1987
50	Сафонов А.М.	1988
52	Киселев Г.Н.	1989
53	Подъячев Б.П.	1989
55	Дыбин С.А.	1990
56	Баранов Э.Ф.	1991
58	Харитонов С.П.	1991
59	Пачерская И.А.	1992
60	Якименко И.В.	1993
61	Сафонов А.М.	1994
62	Кислый А.В.	1995
64	Воробьев К.А.	1996
65	Терентьев В.Н.	1997
66	Янополец О.А.	1997
68	Бирюков Е.И.	1999
69	Мякишев А.И.	1999
70	Петрова И.А.	1999
71	Терентьев В.Н.	1999
72	Казьмин С.В.	2000
73	Лупаренко А.В.	2000
77	Соколов Е.П.	2001

Рис. 4. Картограмма геохимической изученности по первичным ореолам рассеяния.

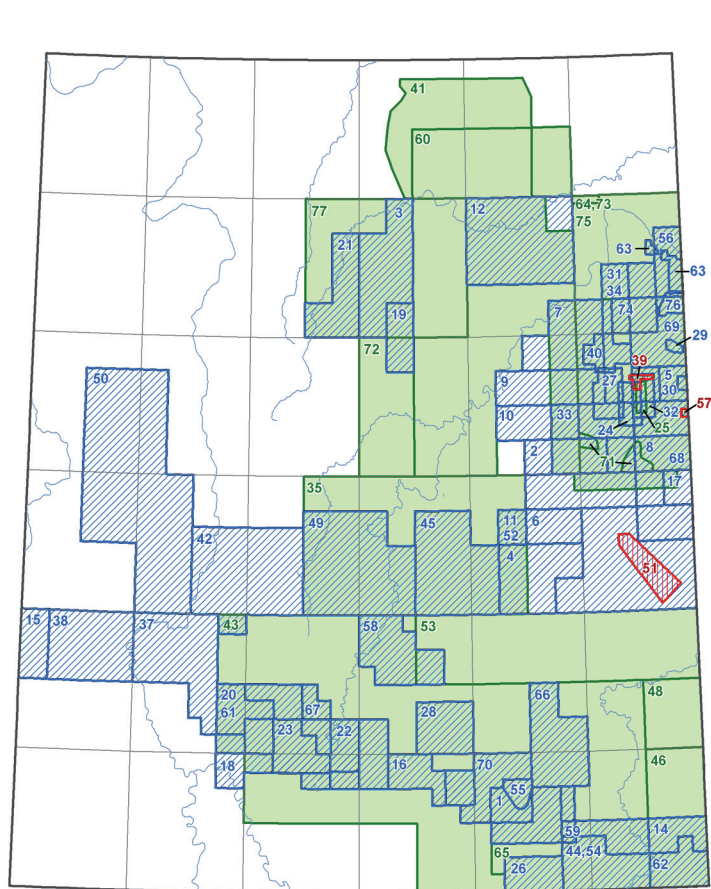


Рис. 5. Картограмма геохимической изученности по вторичным ореолам рассеяния.

Масштабы работ

- 1 : 200 000, 1 : 100 000
- 1 : 50 000
- Детальные работы (1 : 10 000, 1 : 5000)

12 Номер площади по каталогу

Каталог площадей

Номер по каталогу	Фамилия автора	Год написания отчета	Номер по каталогу	Фамилия автора	Год написания отчета
1	Усольцев И.А	1960	40	Уютов В.И.	1982
2	Костыркина А.Н.	1963	41	Копылов Т.Т.	1983
3	Лядин В.И.	1963	42	Одуд-Сичева В.А.	1983
4	Тупилкин И.Н.	1963	43	Подъячев Б.П.	1983
5	Минаков В.С.	1964	44	Демченко О.В.	1984
6	Редкозуб В.Т.	1964	45	Княжев А.С.	1984
7	Угрюмов А.Н.	1965	46	Подъячев Б.П.	1984
8	Хайми Г.И.	1965	48	Подъячев Б.П.	1986
9	Максимов Е.П.	1965	49	Одуд-Сичева В.А.	1987
10	Бурнайкин А.И.	1966	50	Сафонов А.М.	1988
11	Смирнов И.П.	1966	51	Дубовский В.В.	1989
12	Телега Н.С.	1966	52	Киселев Г.Н.	1989
14	Бирюков В.М.	1967	53	Подъячев Б.П.	1989
15	Сидоров И.Т.	1967	54	Подъячев Б.П.	1989
16	Смирнов И.П.	1967	55	Дыбин С.А.	1990
17	Фирсов В.В.	1967	56	Баранов Э.Ф.	1991
18	Томилович	1969	57	Белев Г.М.	1991
19	Добрынин В.Е.	1970	58	Харитонов С.П.	1991
20	Одуд-Сичева В.А.	1970	59	Пачерская И.А.	1992
21	Перунов В.И.	1970	60	Якименко И.В.	1993
22	Юшманов В.В.	1970	61	Сафонов А.М.	1994
23	Юмашов В.В.	1970	62	Кислый А.В.	1995
24	Ачкасов С.В.	1971	63	Мудрик С.М.	1995
25	Бортников И.С.	1972	64	Воробьев К.А.	1996
26	Леонова Ф.Р.	1972	65	Терентьев В.Н.	1997
27	Лядин В.И.	1972	66	Янополец О.А.	1997
28	Габышев В.А.	1973	67	Сафонов А.М.	1998
29	Сиротко О.Г.	1973	68	Бирюков Е.И.	1999
30	Азанов Г.М.	1974	69	Мякишев А.И.	1999
31	Березин Г.П.	1974	70	Петрова И.А.	1999
32	Силин И.И.	1975	71	Терентьев В.Н.	1999
33	Минаков В.С.	1976	72	Казьмин С.В.	2000
34	Павлович В.А.	1977	73	Лупаренко А.В.	2000
35	Зарукин П.Н.	1979	74	Гусев В.Н.	2001
37	Малков Л.Н.	1980	75	Боярко Г.Ю.	2001
38	Сенкевич В.Г.	1980	76	Лесняк В.В.	2001
39	Белев Г.М.	1981	77	Соколов Е.П.	2001

Прогнозные ресурсы рудного золота оценены в 1992 и 1997 гг. в специализированных отчетах В. И. Уютова, М. В. Каменцева, россыпного золота в отчетах И. П. Дика [27].

В 2001 г. А. П. Смеловым, А. Н. Зедгенизовым, В. М. Тимофеевым была проведена обобщающая работа по тектонике, а А. П. Смеловым, В. М. Никитиным, Г. В. Бирюлькиным, Н. В. Поповым и др. – по полезным ископаемым Алдано-Станового щита, в которой геодинамика формирования тектонических структур определяется на основе моделей тектоники литосферных плит и в соответствии с этим проводится металлогеническое районирование и систематизация данных по полезным ископаемым [28].

В 2001–2003 гг. В. Г. Ветлужских, С. А. Чернов и др. провели тематические работы по оценке золотоносности докембрийского фундамента Иенгского блока и его обрамления (Чульманская, Тимптонская площади) [108]. В отчете систематизированы материалы по золотоносности геологических комплексов и структур, в первую очередь, по предполагаемым рудоносным взбросо-надвиговым и сдвиговым структурам на Чульманской площади; на Тимптонской площади выделены реликты архей-раннепротерозойских зеленокаменных поясов, контролирующих размещение прогнозируемой золото-платиноидно-сульфидной (Cu, Ni, Co) формации и месторождения железа, флогопита и графита.

В 2005–2007 гг. Е. А. Кардашем, А. Н. Стуровым выполнены поисковые работы на рудное золото в междуречье Амуткан–Малый Нимныр, в результате которых были локализованы и оценены прогнозные ресурсы золота исследуемой территории и подтверждена перспективность площади нахождение золоторудных месторождений «пинигинского» типа [115].

В 2004–2008 гг. на территории Лемочи-Олдонгсинской металлогенической зоны (листы О-51-ХІХ, -ХХ, -ХХV, -ХХVІ) проводилось геолого-минералогическое картирование масштаба 1 : 200 000 (К. А. Воробьев, В. В. Лесняк) [110].

Геохимическое изучение площади листа проводилось по литохимическим потокам рассеяния, литохимическим ореолам рассеяния и донным опробованиям (рис. 4, 5, 6).

Одним из наиболее применяемых методов геохимических работ в Южной Якутии является изучение методом поисков по литохимическим потокам рассеяния. Опробование донных отложений проводится при региональных геологических работах, при геологосъемочных и при поисковых детальных работах до масштаба 1 : 50 000, иногда при выполнении поисковых работ масштаба 1 : 25 000 (С. А. Дыбин, 1990) и 1 : 10 000 (Г. М. Белев, 1981). Тематические геохимические работы регионального уровня проводились в конце 1970-х годов А. А. Селезевым [139]. Им было выполнено опробование донных отложений притоков пяти основных водотоков территории. Сеть опробования является крайне неравномерной, что затрудняет возможность использования полученных аналитических данных. Одну треть территории листа можно считать удовлетворительно изученной методом геохимических поисков по потокам рассеяния. Работами захвачены северо-восточная и юго-восточная часть территории, также закрыта площадь на западе в центре ли-

ста. В основном плотность опробования соответствует масштабам 1 : 100 000 и 1 : 200 000 [119].

Литохимическое опробование горных пород часто входит в комплекс геохимических работ, но имеет ряд особенностей. Опробование горных пород проводилось по коренным обнажениям, по профилям, горным выработкам и буровым скважинам. В основном геохимическое изучение коренных пород было направлено на заверку отдельных аномалий и точек минерализации в шурфах и скважинах на детальных участках, площадь которых не приводится исполнителями. Учитывая неравномерность опробования и его точечный характер, полученные данные можно частично использовать только для составления карты геохимической специализации геологических комплексов. В большинстве случаев результаты литохимического опробования коренных пород приводятся в отчетах в виде основных статистических параметров, ни лабораторные ведомости, ни дубликаты проб не сохранились. Площадных работ с литохимическим опробованием первичных ореолов, кроме работ А. А. Селезнева (1980 г.), проведено не было. Но использование и этого материала возможно с ограничениями, связанными с сетью опробования. За исключением этих работ, удовлетворительно изученными можно считать 4 % площади.

В целом ретроспективные первичные геохимические материалы характеризуются большой неоднородностью и неполнотой, как в отношении регулярности геохимического опробования, так и в отношении качества и сопоставимости аналитических данных [119].

Опережающая геохимическая основа листа О-51 с использованием ГИС-технологий масштаба 1:1 000 000 составлена ФГУП «ИМГРЭ» и утверждена секцией НРС 25.06.2007 г.

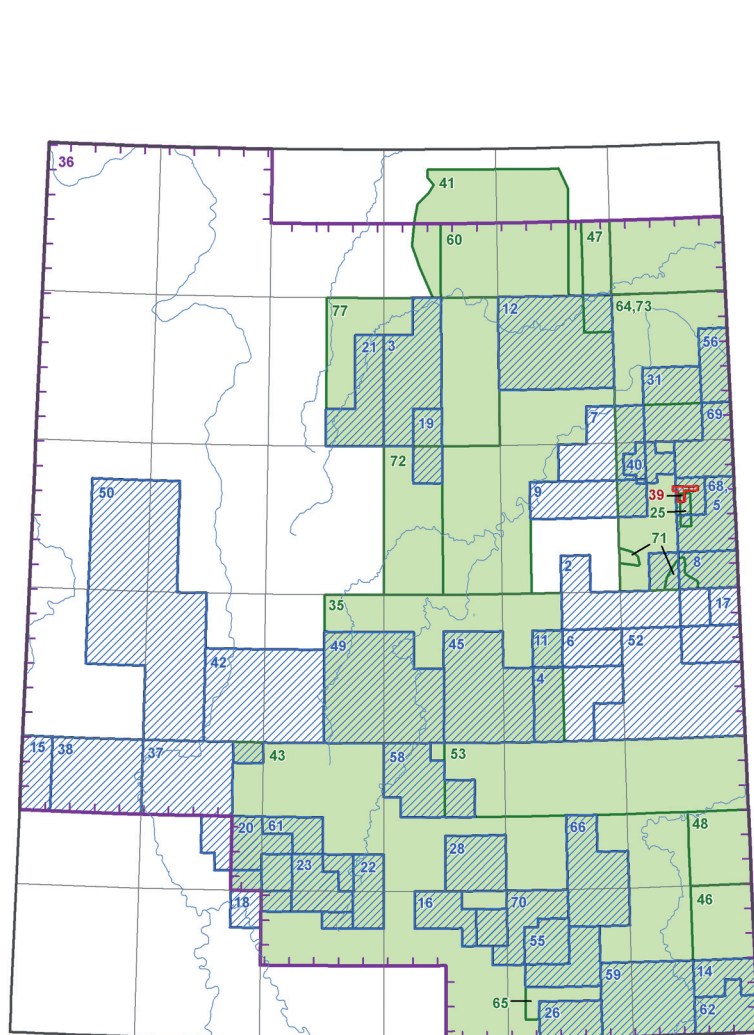
Изученность территории **геофизическими методами** оценивалась по трем основным направлениям: магниторазведочные работы, гравиразведочные работы, аэрогаммаспектрометрические работы (рис. 7, 8, 9).

Аэромагнитной съемкой различных масштабов охвачена вся территория. Составлена и издана карта аномального магнитного поля масштаба 1 : 1 000 000 (1967 г.) и полистные карты масштаба 1 : 200 000. Более 75 % территории покрыто аэромагнитной съемкой масштабов 1 : 50 000 и 1 : 25 000.

Гравиметрические работы в масштабе 1 : 1 000 000 проведены на всей территории листа, кроме того, имеются пять изданных листов гравиметрических карт масштаба 1 : 200 000, еще шесть листов прошли НРС и считаются подготовленными к изданию. Работами масштабов 1 : 50 000 и 1 : 25 000 покрыто около 10 % территории, в основном вдоль трассы АЯМ.

Аэрогаммаспектрометрическую съемку площади листа проводили АП-16 ГП «Невскгеология», АП-35 ГП «Таежгеология», АП-327 ГП «Сосновскгеология» и ГФЭ ГП «Дальгеология» в 1980–1990-м гг., современной аппаратурой со штурманским фотосопровождением. Съемками масштаба 1 : 500 000 покрыта вся площадь листа, масштаба 1 : 200 000 – примерно 50 % площади, масштаба 1 : 50 000 и 1 : 25 000 – около 20 %.

Исходные данные для построения глубинного геолого-геофизического разреза. Территория листа характеризуется низкой изученностью глубинного строения земной коры. Глубинные профилейные сейсмические исследования в



Масштабы работ



Каталог площадей

Номер по каталогу	Фамилия автора	Год написания отчета
2	Костыркина А.Н.	1963
3	Лядин В.И.	1963
4	Тупилкин И.Н.	1963
5	Минаков В.С.	1964
6	Редкозуб В.Т.	1964
7	Угрюмов А.Н.	1965
8	Хайми Г.И.	1965
9	Максимов Е.П.	1965
11	Смирнов И.П.	1966
12	Телега Н.С.	1966
14	Бирюков В.М.	1967
15	Сидоров И.Т.	1967
16	Смирнов И.П.	1967
17	Фирсов В.В.	1967
18	Томилович	1969
19	Добрынин В.Е.	1970
20	Одуд-Сичева В.А.	1970
21	Перунов В.И.	1970
22	Юшманов В.В.	1970
23	Юмашов В.В.	1970
25	Бортников И.С.	1972
26	Леонова Ф.Р.	1972
28	Габышев В.А.	1973
31	Березин Г.П.	1974
35	Зарукин П.Н.	1979
36	Селезнев А.А.	1980
37	Малков Л.Н.	1980
38	Сенкевич В.Г.	1980
39	Белев Г.М.	1981

Номер по каталогу	Фамилия автора	Год написания отчета
40	Уютов В.И.	1982
41	Копылов Т.Т.	1983
42	Одуд-Сичева В.А.	1983
43	Подьячев Б.П.	1983
45	Княжев А.С.	1984
46	Подьячев Б.П.	1984
47	Литвиненко О.Ю.	1986
48	Подьячев Б.П.	1986
49	Одуд-Сичева В.А.	1987
50	Сафонов А.М.	1988
52	Киселев Г.Н.	1989
53	Подьячев Б.П.	1989
55	Дыбин С.А.	1990
56	Баранов Э.Ф.	1991
58	Харитонов С.П.	1991
59	Пачерская И.А.	1992
60	Якименко И.В.	1993
61	Сафонов А.М.	1994
62	Кислый А.В.	1995
64	Воробьев К.А.	1996
65	Терентьев В.Н.	1997
66	Янополец О.А.	1997
68	Бирюков Е.И.	1999
69	Мякишев А.И.	1999
70	Петрова И.А.	1999
71	Терентьев В.Н.	1999
72	Казьмин С.В.	2000
73	Лупаренко А.В.	2000
77	Соколов Е.П.	2001

Рис. 6. Картограмма геохимической изученности по литохимическим потокам рассеяния.

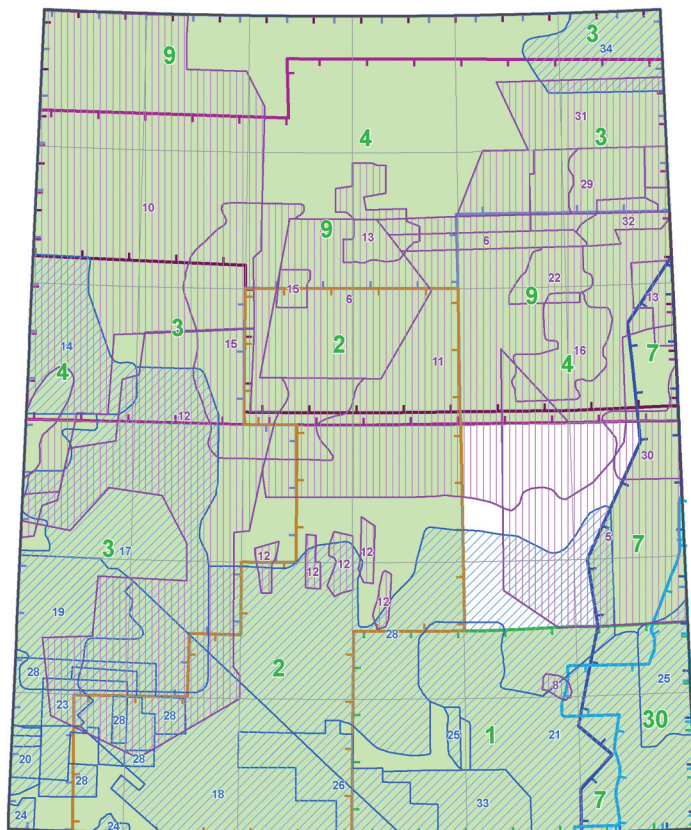


Рис. 7. Картограмма геофизической изученности (магниторазведка).

Масштабы работ

- 1: 200 000
- 1: 50 000
- 1:25 000
- Номер площади по каталогу

Каталог площадей работ

Номер по каталогу	Фамилия автора	Год написания отчета
1	Ларионов В. А.	1951
2	Ларионов В. А.	1952
3	Ларионов В. А.	1953
4	Блюменцвайг В. И.	1954
5	Казаков Ю. Н.	1956
6	Аваков А. В.	1958
7	Греницкий Г. З.	1958
8	Орлов А. Н.	1959
9	Гуторович Д. И.	1960
10	Зенченко В. П.	1960
11	Даев Б. Н.	1960
12	Дорошков С. А.	1962
13	Михайлов Ю. А.	1972
14	Олейник В. Г.	1975
15	Габышев В. Д.	1975-1976
16	Скорняков Ю. И.	1975-1976
17	Сокол Р. С.	1976
18	Степанов Г. Я.	1976-1978
19	Сокол Р. С.	1977
20	Сачунов Н. В.	1978-1980
21	Степанов Г. Я.	1979-81
22	Дунаев С. В.	1979-1981
23	Ермилова И. О.	1980-1981
24	Малыгин В. Н.	1981-1983
25	Степанов Г. Я.	1981-1983
26	Буланова Н. Ф.	1986
27	Стеценко О. П.	1983-1984
28	Буланова Н. Ф.	1984-1986
29	Демченко О. В.	1981-1984
30	Гущин Б. Я.	1984-1987
31	Морозова Н. Е.	1986-1988
32	Ершов В. М.	1987-1989
33	Кучинская Т. Ю.	1987-1989
34	Сироткин Г. А.	1987-1989

районе не проводились, а ближайшие геотраверсы Государственной сети опорных геофизических профилей (Метеорит, Батолит, Базальт) расположены за рамкой листа.

В 2008–2010 гг. ФГУП «СНИИГГиМС» были проведены работы на опорном геофизическом профиле 3-ДВ (Южный участок) протяженностью 700 км. Профиль пересекает Монголо-Охотскую складчатую область, Становой древний складчатый блок и Алданский щит, частично проходя по территории листа.

Опережающая геофизическая основа для листа составлена ВИРГ-Рудгеофизика им. А. А. Логачева и утверждена на геофизической секции НРС 12.12.2002 г. [126].

В **гидрогеологическом** плане территория изучена недостаточно. Работы были проведены только на прилегающих к трассам БАМ и АЯМ территориях (В. М. Прусаков, 1979 г.; З. Б. Зубков, 1984 г.; Н. К. Кутырева, 1985 г.) и имели задачу обеспечить водоснабжение будущих железнодорожных станций. В 1999 г. Ф. Р. Завадский защитил отчет «Региональная оценка режима закономерностей формирования ресурсов подземных вод в Южной Якутии».

Работы по **экологическому изучению** территории листа начались с середины 1990-х, их целью было изучить экологическую обстановку в промышленно освоенных районах Южной Якутии. Ф. Р. Завадский провел геоэкологическую съемку масштаба 1 : 100 000 Нерюнгринского горнопромышленного района (листы О-51-106, -117, -118; О-51-130). Под руководством А. В. Лупарева составлены геоэкологические карты масштаба 1 : 200 000 Алданского горно-промышленного узла на площади листов О-51-ХП, О-51-ХVIII.

Обеспеченность территории листа О-51 топо-, аэро-, космоматериалами. На всю территорию листа имеется цифровая топооснова (ЦТО) масштаба 1 : 1 000 000, созданная в ФГУНПП «Росгеолфонд». Дистанционная (опережающая) основа (ДО) территории листа создана в НИИКАМ на основе снимков отечественных космических станций.

Лист обеспечен Алдано-Забайкальской серийной легендой СЛ-1000 и СЛ-200 – Алданской, Амгинской, Становой.

Методика работ. Работы по составлению комплекта карт ГК-1000/3 проводились в полном соответствии с Методическим руководством по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения) 2010 г. [69]. Общая структура цифровых моделей определяется указанным Методическим руководством....

Методика создания комплектов Госгеолкарты-1000/3 базируется на интеграции материалов Госгеолкарты-200 (второго издания), Госгеолкарты-1000 (новая серия) и материалов геологических съемок масштаба 1 : 50 000, выполненных после составления Госгеолкарты-1000 (новой серии), их анализа, обобщения, увязки и генерализации на основе результатов собственных полевых и лабораторных исследований и рабочих легенд, созданных на базе Алдано-Забайкальской серийной легенды ГК-1000/3. Кроме того, часть материалов заимствовалась из Госгеолкарты-200 (первое издание) и более круп-

номасштабных карт для обоснования возраста и объема картографируемых подразделений.

Работы выполнены с применением ГИС-технологий с использованием централизованно подготовленной Государственной топографической основы масштаба 1 : 1 000 000 и эталонной базы знаков.

В результате составлены взаимоувязанные актуализированные карты и схемы геологического содержания:

– геологическая карта дочетвертичных образований масштаба 1 : 1 000 000;

– карта полезных ископаемых масштаба 1 : 1 000 000;

– карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых масштаба 1 : 1 000 000;

– карта четвертичных образований масштаба 1 : 1 000 000;

– тектонические схемы масштаба 1 : 2 500 000 (архей-карельских и рифейско-кайнозойских структур);

– схема глубинного строения масштаба 1 : 2 500 000;

– геоморфологическая схема масштаба 1 : 2 500 000;

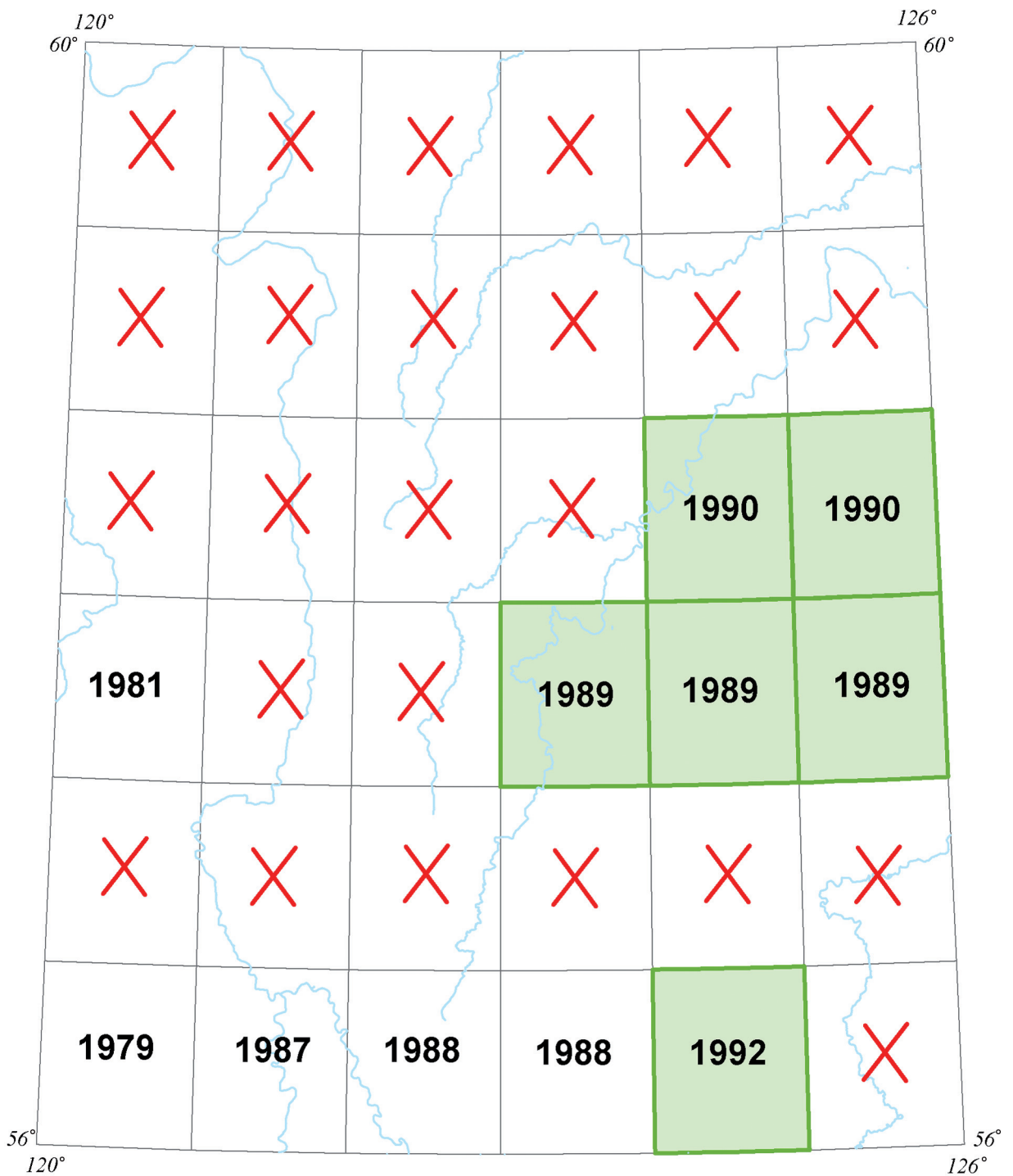
– гидрогеологическая схема масштаба 1 : 2 500 000.

Легенда к геологической карте дочетвертичных образований выполнена в зональном варианте и сопровождается схемами структурно-геологического районирования по возрастным срезам. Карты и схемы выполнены в формате Shape-файлов.

База первичных данных содержит информацию по стратотипам и петротипам картографируемых объектов, опорным скважинам, данным лабораторных анализов, полученных в ходе работ, паспорта объектов, для которых проводилось изотопное датирование в форматах Excel, Word. Карты фактического материала и полевые дневники – в формате jpeg. База данных по полезным ископаемым – в форматах Excel и MS-ACCESS.

В составленном комплекте карт имеются невязки на границе с листом N-51. На геологической карте дочетвертичных образований (лист O-51-XXX) метаморфиты становой серии (AR_2^{st}) и граниты древнестанового комплекса ($pyAR_2^{?ds}$) граничат с курультинской серией (AR_1^{kr}) и мигматит-чарнокитами древнеалданского комплекса ($\check{c}AR_1^{d}$) листа N-51. Выделение раннеархейских образований в Становой области на основании единичных геохронологических измерений сомнительно, также необоснована схема районирования архейских образований, согласно которой небольшой участок территории листа вырвали из Становой системы блоков и отнесли к Южно-Алданской. По петрографическим описаниям породы, относимые к курультинской серии и древнеалданскому комплексу, соответствуют образованиям становой серии и древнестанового комплекса листа O-51.

Закартографированные на листах O-51-XXXIII, O-51-XXXIV гнейсы и кристаллические сланцы иликанской серии ($AR_2^{?il}$) на листе N-51 отнесены к чильчинской свите (AR_1^{cl}) и средней подсвите джигдалинской свиты ($AR_1^{d\check{z}_2}$). По петрографическому составу, структурному положению иликанская серия, чильчинская свита и средняя подсвита джигдалинской свиты практически идентичны. Петротип чильчинской свиты (она же иликанская серия нерасчлененная) находится на листе O-51. Соответственно на листе



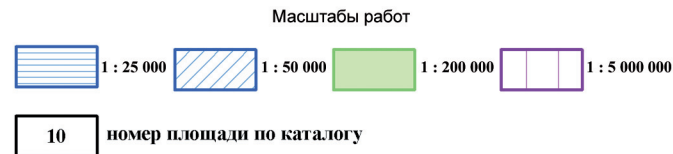
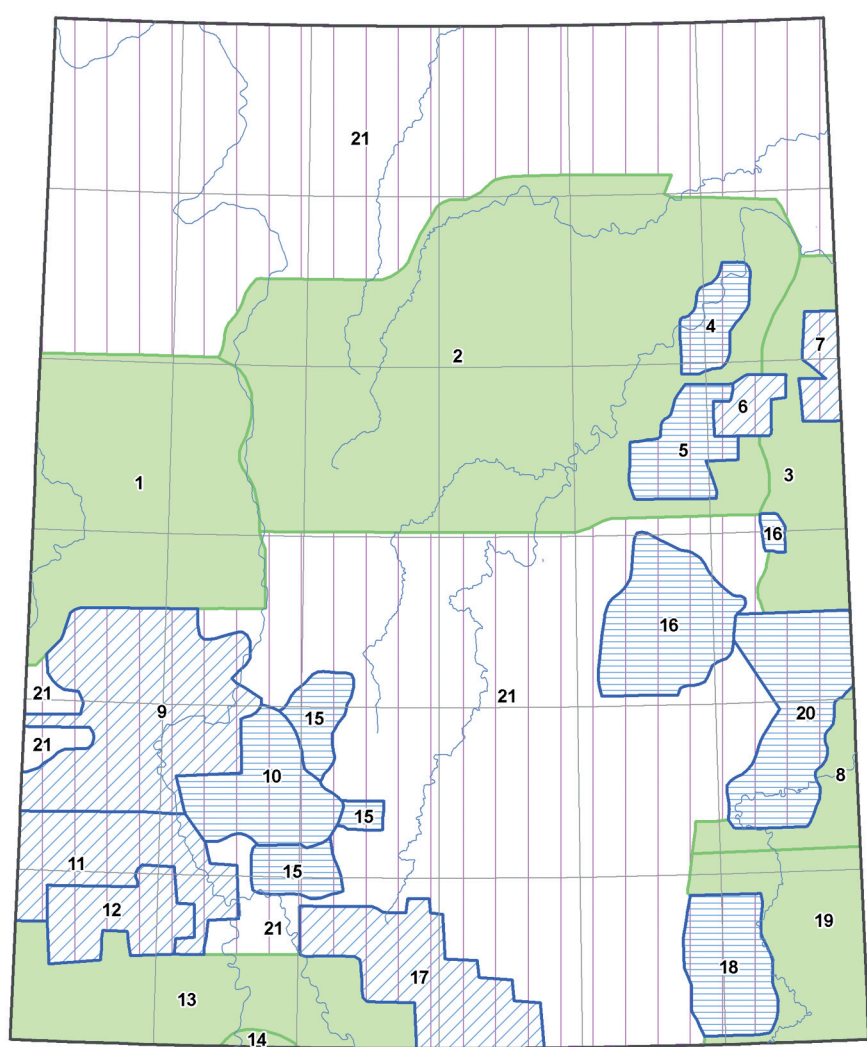
X Гравиметрическая съемка масштаба 1 : 1 000 000

Карты масштаба 1 : 200 000 и год прохождения через НРС:

1981 Изданные

1992 Подготовленные к изданию

Рис. 8. Схема картографической изученности гравиметрическими съемками.



КАТАЛОГ ПЛОЩАДЕЙ РАБОТ

Номер по каталогу	Фамилия автора	Год написания отчета
1	Стеценко О.П., Недомолкин В.П., Золотокрылин Н.А. и др.	1985
2	Стеценко О.П., Недомолкин В.П., Золотокрылин Н.А. и др.	1986
3	Стеценко О.П., Недомолкин В.П., Золотокрылин Н.А., Бойко Н.Г. и др.	1987
4	Стеценко О.П., Дымский Ю.А., Золотокрылин Н.А., Штемер Э.И. и др.	1980
5	Скорняков Ю.И., Громов Г.Н. и др.	1975–1976
6	Стеценко О.П., Недомолкин В.П., Золотокрылин Н.А. и др.	1986
7	Стеценко О.П., Недомолкин В.П., Золотокрылин Н.А., Бойко Н.Г. и др.	1987
8	Стеценко О.П., Недомолкин В.П., Золотокрылин Н.А. и др.	1984
9	Степанов Г.Я., Габышев В.Д. и др.	1976–1978
10	Стеценко О.П., Дымский Ю.А., Золотокрылин Н.А., Штемер Э.И. и др.	1979
11	Ермилова И.О., Савва Э.Г. и др.	1980–1981
12	Ермилова И.О., Савва Э.Г. и др.	1980–1981
13	Николаев В.В., Баранов А.С. и др.	1990
14	Кулаков А.М., Михайлов В.А. и др.	1988
15	Стеценко О.П., Дымский Ю.А., Золотокрылин Н.А., Штемер Э.И. и др.	1980
16	Слущий А.И., Лискович А.Л. Тихомиров В.П., Горький В.М., Ефремов Н.А. и др.	1976
17	Ермилова И.О., Савва Э.Г. и др.	1986
18	Стеценко О.П., Дымский Ю.А., Золотокрылин Н.А., Штемер Э.И. и др.	1981
19	Стеценко О.П., Недомолкин В.П., Золотокрылин Н.А.	1983
20	Стеценко О.П., Недомолкин В.П., Золотокрылин Н.А. Штемер Э.И. и др.	1982
21	Болтнева Л.И., Ионов В.А., Назаров И.М. и др.	1973

Рис. 9. Картограмма геофизической изученности (аэрогаммаметрическая съемка).

О-51, согласно Алдано-Забайкальской серийной легенде, правомочно выделение иликанской серии нерасчлененной.

На территории Курультинской площади Алданского щита по западной рамке листа О-51-XXXI в соответствии с Алдано-Забайкальской серийной легендой показаны тоналиты бургайского комплекса (eAR_2^1b), соответствующие по возрасту и близкие по составу закартографированным на листе О-50 образованиям древнестанового комплекса ($pyAR_2^1ds$), который картографируется в Становой области.

На карте закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых северная граница Северо-Становой молибден-серебро-золоторудной минерогенической зоны при переходе на лист N-51 должна быть продолжена по северной границе Апсакано-Нагорнинского молибден-серебро-золоторудного района, разграничивая структуры Алданского щита и Становой складчатой области, что обуславливает необходимость корректирования листа N-51.

СТРАТИГРАФИЯ

К стратифицируемым образованиям, слагающим площадь листа, относятся сложнодислоцированные метаморфические породы архея, метаморфизованные породы протерозоя, карбонатные отложения венда–кембрия, терригенные юры, вулканогенные мела, коры выветривания и аллювиальные отложения палеогена и неогена. Районирование территории проведено в соответствии с Алдано-Забайкальской серийной легендой (см. геологическую карту дочетвертичных образований, лист 2). Список стратотипических местностей, результаты геохимических и петрографических исследований приведены в сопровождающей Записку базе данных, геохронологические данные – в прил. 5.

АРХЕЙ

За основу стратиграфического расчленения архейских образований приняты положения Стратиграфического кодекса России [87], подразделяющего архейскую акротему на нижнеархейскую (саамскую) и верхнеархейскую (лопийскую) зонотемы с границей между ними на уровне 3200 млн лет. В региональной стратиграфической шкале саамскому эону соответствует алданий, а лопийскому – становий и сахаборий. Территория листа на архейском срезе подразделяется на Чаро-Олёкминский, Иенгрский, Южно-Алданский районы Алданского щита и Иликано-Эльгаканский район Становой области. Ввиду сложного строения территории листа, архейские образования охарактеризованы в привязке к структурно-тектоническим районам, выделенным в соответствии с Алдано-Забайкальской серийной легендой.

Алданский щит. Чаро-Олёкминский район

Отложения нижнего архея, слагающие литоплент, на территории района представлены образованиями, отнесенными к курультинской серии.

Курультинская серия выделена в составе каруракской, иманграканской, чебаркасской, авикской свит Е. П. Миронюком в 1966 г., распространена на Токкинской и Курультинской площадях, причем две нижние свиты встречаются только на Курультинской площади.

Каруракская свита (AR_{kr}) закартирована в восточной части Курультинской площади в небольших тектонических блоках среди древнеолёк-

минских гранитоидов вдоль северной границы массива габбро-анортозитов олёмко-каларского комплекса. Она состоит из кристаллических плагиосланцев и плагиогнейсов двупироксеновых, гиперстеновых со слоями (10–100 м) плагиогнейсов гранатовых, линзами пироболитов, кварцитов, плагиоэклогитов, ультраосновных сланцев. Мощность свиты не превышает 1000 м.

Иманграканская свита (AR_{im}) распространена в долинах ручьев Имангракан, Куранах, в междуречье Кудули–Верхний Кудуликан. В составе свиты преобладают плагиогнейсы гиперстеновые, двупироксеновые, биотитовые, с прослоями кристаллических плагиосланцев двупироксеновых, роговообманково-клинопироксеновых, пироболитов, плагиоэклогитов, редко графитоносных плагиогнейсов. Мощность свиты – до 1000 м.

Чебаркасская свита (AR_{cb}) обнажается в нижнем течении руч. Имангракан, на правом берегу р. Олёкма в долине руч. Чебаркас и образует протяженную полосу на левобережье р. Олёкма в междуречье Хохолло–Оломоки. Свита представлена плагиогнейсами и гнейсами гранатовыми, биотитовыми с линзами высокоглиноземистых гнейсов и сланцев (1–10 м), плагиоэклогитов, изредка кварцитов (в т. ч. гранатовых и железистых). Мощность свиты – до 1500 м.

Авикская свита (AR_{av}) представлена на всей территории Курультинской площади и слагает протяженную полосу на левобережье р. Олёкма в междуречье Олдонгсо–Темулякит. Свита сложена плагиогнейсами гиперстеновыми, биотит-амфиболовыми, кристаллическими плагиосланцами двупироксен-амфиболовыми, амфиболовыми, с прослоями кварцитов, плагиогнейсов гранатовых, силлиманитовых. Мощность свиты – до 1500 м.

Образования курультинской серии метаморфизованы в гранулитовой фации метаморфизма. Парагенезисы минералов глиноземистых гнейсов отвечают условиям метаморфизма силлиманит-гранат-биотит-ортоклазовой субфации гранулитовой фации умеренных давлений [71]. Впоследствии породы серии практически повсеместно претерпели регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации, а также диафторез на границе со Становой областью. Биотит-амфиболовые, амфиболовые разности пород представляют собой, как правило, диафторированные и регрессивно метаморфизованные в амфиболитовой фации пироксенсодержащие кристаллосланцы [110].

Толща пород курультинской серии прорвана метагаббро нижнекурультинского комплекса и гранитоидами древнеолёмкинского, джолуонского и бургайского комплексов. Изотопные датировки показывают возраст серии: Sm-Nd модельный – 3460–2690 млн лет, Sm-Nd изохронный – 3130 млн лет, Rb-Sr из. – 3130 млн лет [122].

На породах курультинской серии согласно залегают породы олёмкинской серии, по принятой стратиграфической шкале относимые к верхнему архею.

Олёкминская серия (AR_{ol}) развита в Чаро-Олёкминском и Южно-Алданском районах. Выделена в долине р. Олёкма, ниже устья р. Хани (О-51-XIV), по данным А. А. Арсеньева (1939 г.), Н. В. Фроловой и Н. Ф. Клековкиным (1945 г.) [123, 125].

Серия сложена плагиогнейсами и кристаллическими плагиосланцами биотит-амфиболовыми, биотитовыми с прослоями плагиогнейсов клинопирок-

сен-амфиболовых, гранатовых, линзами гнейсов сфен-клинопироксеновых, сланцев силлиманитовых, амфиболитов, кальцифиров.

Породы олёмминской серии претерпели метаморфизм высокотемпературной амфиболитовой фации. С эпохой метаморфизма связано обособление послонных плагиомигматитов, небольших полей гранитогнейсов и тел плагиогранитов, почти нацело переработанных при формировании гранитоидов средне-, позднелопийского этапа [16]. О примерных величинах температур и давлений при метаморфизме образований можно судить по широкому развитию процессов плагиомигматизации и неустойчивости мусковита в слюдяных парагенезисах, а также по химическим составам роговых обманок и биотитов – 650–700 °С и 5–6 кбар, что соответствует условиям высокотемпературных субфаций куммингтонит-амфиболитовой фации [110].

Мощность олёмминской серии – более 3000 м (превышает 4500 м на территории листов О-51-ХV, -ХХVI).

Возраст пород олёмминской серии оценен в 3212 ± 18 млн лет на основании определения возраста по циркону из тоналит-трондьемитовых гнейсов (р. Олёкма) U-Pb катодно-люминисцентным методом [122], что не противоречит данным других исследователей.

В среднелопийское время на Алданском щите сформировался ряд протяженных троговых «зеленокаменных» структур (вулканогенных и вулканогенно-осадочных прогибов, по Е. П. Миронюку), тяготеющих к долгоживущим глубинным разломам, наложенных на гранитизированные архейские литоплинтовые структуры. Это предопределило переход к предплатформенной фазе геотектонического развития позднеархейской подвижной области, выраженный в накоплении толщ пород вулканогенно-кремнисто-железистой формации, представленной на территории листа борсалинской, сырылырской и тунгурчинской сериями в Чаро-Олёкминском и бурпалинской толщей в Южно-Алданском районах.

Борсалинская серия нерасчлененная (AR_2^{bs}) распространена на Олёкминской и Курультинской площадях в Чаро-Олёкминском районе и Давачанской площади в Южно-Алданском районе.

Серия выделена Е. П. Миронюком в 1961 г. на р. Бор-Салаа (прав. приток р. Тас-Хойко на правом берегу Олёкмы, лист О-51-ХV) [122].

Выходы пород серии представляют собой узкие клиновидные субмеридиональные (на Давачанской площади субширотные) полосы, ограниченные с флангов зонами тектонических нарушений, сопровождаемых бластотектонитами, зонами микроклинизации, телами гранитов, гранитогнейсов и пегматитов.

На площади листа повсеместно распространена только нижняя часть разреза борсалинской серии в составе трех пачек.

Нижняя пачка представлена сланцами плагиоклаз-роговообманковыми (в т. ч. с клинопироксенами) и плагиогнейсами биотитовыми с реликтами магматических структур в слабодифференцированных слоях (мощностью до 100 м). Среди них постоянно присутствуют плагиогнейсы роговообманковые, гранат-биотитовые, реже двуслюдяные с линзами гнейсов биотит-силлиманитовых, сланцев биотит-силлиманит-кварцевых, кварцитов (слюдяных, мономинеральных, магнетитовых), амфиболитов, плагиоамфиболитов.

В бассейне р. Темулякит обнаружены также сланцы амфиболовые, а в бассейне р. Бестях – кварциты роговообманковые и сланцы диопсид-роговообманковые. Строение пачки от слабонаправленного регрессивного до груборитмичного.

Далее вверх по разрезу проявлена вторая, железоносная пачка, характеризующаяся появлением пластов полосчатых кварцитов (преимущественно магнетитовых, с редкими пропластками гематитовых), сменяющихся вверх по разрезу слоями пестрого состава – магнетитовыми кварцитами и амфиболовыми сланцами; магнетитовыми кварцитами и плагиогнейсами; кварцитами и биотит-гранатовыми гнейсами, амфиболовыми сланцами и биотитовыми плагиогнейсами. Эпизодически встречаются слои гнейсов и сланцев силлиманит-биотитовых, сланцев клинопироксен-плагиоклаз-роговообманковых, биотит-гранат-роговообманковых, плагиогнейсов кордиерит-биотитовых, ставролит-биотитовых и эпидот-биотит-гранат-роговообманковых, двуслюдяно-силлиманитовых, гранат-биотит-жедритовых.

Третья пачка сложена сланцами диопсид-плагиоклазовыми, гнейсами диопсидовыми, кварцитами (пласты до 75 м) магнетитовыми, иногда мономинеральными, биотит-гранатовыми, силлиманитовыми, редко роговообманковыми и апатитовыми. Строение пачки ритмичное, внутреннее строение ритмов асимметричное, реже симметричное по общей кремнекислотности.

Метаморфизм пород серии имел место в диапазоне температур $T = 500\text{--}700$ °С. Давление оценено в пределах 3–6 кбар.

Мощность серии – более 3000 м.

Возраст серии определяется по наложению синхронного метаморфизма на гранулитовые образования раннего архея и радиологическим отпределением возраста железистых кварцитов борсалинской серии района Чарского месторождения (лист О-50-ХVIII), составившим 2720 ± 80 млн лет (Pb-Pb изохронный метод по породе) и 2700 млн лет (K-Ar метод) [72].

Сырылырская серия нерасчлененная (AR_{2sr}^2) распространена на северо-западе Тас-Миэлинской площади. Наиболее полно разрез серии изучен в Сырылырской структуре, на правобережье р. Олёкма в районе устья р. Хани (лист О-51-XXVI), где серия была впервые выделена в 1970 г. Е. П. Миронюком из состава нижнепротерозойских образований [122].

Породы серии слагают узкие субмеридиональные блоки, ограниченные разрывными нарушениями системы Тарын-Темулякитского глубинного разлома. Простираие пород, как правило, соответствует простираию основных структур площади. Они повсеместно прорваны жильными телами микроклин-ортоклазовых пегматитов, а вблизи границ блоков катаклазированы, микроклинизированы.

Нижняя часть серии (до 350 м) представлена толщей амфибол-плагиоклазовых сланцев в переслаивании с слюдисто-кварцевыми сланцами, двуслюдяными гнейсами, отдельными слоями железистых кварцитов. В северной части Сырылырского грабена (месторождение железа Дагда) выделено до 15 рудных пластов и линз мощностью от 1 до 48 м, сложенные пачками переслаивания железистых кварцитов с роговообманково-плагиоклазовыми и хлорит-слюдяно-кварцевыми сланцами с различным соотношением породообразующих минералов.

Далее вверх по разрезу (650 м) породы серии представлены кварцитами, слюдисто-ставролитовыми и ставролит-кварцевыми сланцами, двуслюдяными гнейсами и двуслюдяно-кварцевыми сланцами, биотит-гранатовыми гнейсами, биотит-кварцевыми и двуслюдяно-кварцевыми сланцами, а также отмечаются слюдисто-ставролит-кварцевые сланцы, часто с кордиеритом, кианитом, силлиманитом и турмалином. Данные породы слагают узкие тектонические блоки на правом берегу р. Олёкма в южной и центральной частях Сырылырского грабена.

Верхняя часть серии (более 700 м) представлена переслаивающимися амфибол-плагиоклазовыми, актинолит-плагиоклазовыми сланцами, двуслюдяными (иногда с гранатом, ставролитом, силлиманитом, кианитом, кордиеритом, графитом, актинолитом), биотитовыми, гранат-ставролит-кварцевыми и гранат-мусковит-кварцевыми сланцами, присутствуют линзы кварцитов. Породы верхней части серии слагают узкие тектонические блоки в центральной части Сырылырского грабена [110].

Породы серии метаморфизованы неоднородно: присутствуют участки слабо- и сильнометаморфизованных пород от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации. Температуры метаморфизма – 540–700 °С. Для гранат-ставролит-кианитсодержащих сланцев сырылырской серии оценки температуры и давления дают величины 525–550 °С и 2,5–4 кбар. Амфибол-плагиоклазовые сланцы низов разреза серии относятся к двум петрохимическим ассоциациям: пикрит-базальтовой и субщелочной ферробазальт-базальтовой титаноносной [110].

Мощность серии – до 1750 м.

Возраст серии, по данным исследований железистых кварцитов методом термо-ионной эмиссии, составляет 2700 млн лет [22].

Тунгурчинская серия нерасчлененная (AR_2^2tg) выделена в районе устья р. Тунгурча А. А. Арсентьевым в 1939 г. в ранге свиты, в 1967 г. С. В. Обручевым и др. представлена в ранге серии [122]. Серия распространена в восточной части Тас-Миэлинской площади в бассейне одноименной реки.

Отложения серии наращивают разрез сырылырской серии сверху, однако стратиграфических соотношений между данными стратонами нет, поскольку каждый из них залегает в изолированных структурах.

В разрезе серии присутствуют метакarbonатные и метатерригенные породы при подчиненном количестве метаэффузивов. Нижняя часть серии сложена слюдисто-кварцевыми микросланцами, мусковит- и двуслюдяно-кварцевыми сланцами (иногда с графитом), кварцитами (мономинеральные, мусковитовые, полевошпат-мусковитовые, редко магнетитовые), мраморами, кальцифирами (с тремолитом, диопсидом), двуслюдяными и биотитовыми микрогнейсами, часто преобладают слюдисто-кварцевые микросланцы и микрогнейсы. Верхняя часть представлена двуслюдяными, биотит- и мусковит-кварцевыми микросланцами (иногда турмалиносодержащими), выше залегают однородные мезократовые тонкополосчатые биотитовые микрогнейсы и кварцитогнейсы [110]. Строение свиты в целом однородное с редкими элементами ритмики.

Породы тунгурчинской серии метаморфизованы в высокоградиентном режиме эпидот-амфиболитовой фации и низкотемпературных субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов. Термодинамические параметры метаморфизма изменяются в направлении с юга на север, особенно по давлению от 6,4 до 2,5 кбар при колебаниях температур от 510–620 до 480–500 °С [22].

Мощность серии не превышает 1000 м.

Возраст серии определяется радиологическими данными Sm-Nd из. в 3232 ± 199 , 3250 ± 200 млн лет [122].

Тасмиэлинская серия нерасчлененная (AR_2^3ts) завершает архейский разрез в Чаро-Олёкминском районе. Серия выделена в бассейне верхнего течения р. Тас-Мизле, левого притока Олёкмы (лист О-51-XX) А. Ф. Петровым в 1969 г. [123].

Отложения серии залегают несогласно на более древних отложениях, а также на развитых по ним гранитогнейсах. В районе горы Ынгыр-Хая отложения тасмиэлинской серии несогласно перекрываются кварцитами и конгломератами нижнего протерозоя [149]. Большинство выходов пород серии имеют тектонические контакты с окружающими образованиями.

Нижняя часть серии сложена слюдяными, гранат-слюдяными, ставролит-слюдяными, гранат-ставролит-слюдяными сланцами с прослоями биотитовых, гранат-биотитовых (иногда турмалинсодержащих), двуслюдяных, редко карбонатно-слюдяных сланцев. В средней части разреза устойчиво прослеживается линзующийся горизонт слюдяных кварцитосланцев и кварцитов (метапесчаников и метагравелитов) мощностью до 300 м. В верхней части серии залегают метаморфизованные метаалевролиты, метапесчаники с линзами метагравелитов, иногда появляются прослои черных углистых сланцев, магнетитовых кварцитов (мощностью до 8 м), магнетит-хлоритовых сланцев [110].

Породы серии метаморфизованы зонально в условиях, переходных от эпидот-амфиболитовой фации к низкотемпературным субфациям фации куммингтонитовых амфиболитов. Степень метаморфизма повышается в направлении с запада на восток, при этом изограды пересекают складчато-деформированные границы литологических пачек. Параметры метаморфизма таковы: температура – 500–530 °С; давление – 1,0–2,5 кбар [110].

Общая мощность серии составляет более 1700 м.

Возраст серии определяется радиологическими данными – 2750 ± 158 млн лет (Sm-Nd из. метод) [122].

Алданский щит. Иенгрский район

Один из крупнейших на планете Иенгрский литоплнт сложен отложениями верхнеалданской серии на территории Чугинской и Нимнырской площадей и иенгрской серии на Мелемкёнской площади.

Верхнеалданская серия выделена Н. В. Фроловой, Н. Ф. Клековкиным в 1945 г. в бассейнах рек Бол. и Мал. Нимныр, Алдан (листы О-51-XXIII, -XXIV). Подразделяется на три свиты: курумканскую существенно кварцитовую; васьильевскую кварцито-гнейсовую; нимнырскую плагиогнейсовую.

Курумканская свита (AR_1km) имеет стратотип на правобережье р. Алдан в 15 км ниже устья р. Унгра, в районе пос. Курумкан (лист О-51-XXII). Выделена Л. И. Салопом и Л. В. Травиным в 1974 г. [122]. Свита сложена кварцитами, гнейсо-кварцитами и кварцитогнейсами (до 70 % от общего объема), плагиогнейсами и гнейсами биотит-гиперстеновыми и биотитовыми, высокоглиноземистыми (силлиманит-, кордиерит-, гранатсодержащими) гнейсами и сланцами с прослоями двупироксен-роговообманковых плагиосланцев. Породы образуют слои мощностью от долей метра до первых метров, сгруппированные в пачки переслаивания литологически близких (кварцитогнейсовых или кристаллосланцевых) пород суммарной мощностью в 10–250 м. Прослои высокоглиноземистых пород тяготеют к горизонтам кварцитов. Породы обнажаются в ядрах антиформ и согласно перекрываются отложениями васильевской свиты. Мощность свиты – более 900 м.

Васильевская свита (AR_1vs) впервые описана Н. В. Фроловой, Н. Ф. Клековкиным в 1945 г. в долине руч. Васильевка (бассейн р. Мал. Нимныр) на листе О-51-XXIV [122].

В составе свиты объединены высокоглиноземистые кордиеритовые, силлиманит-кордиеритовые, биотит-кордиеритовые гнейсы (80 % объема), биотит-гранат-кордиеритовые гнейсы и кристаллосланцы, а также прослои биотит-гиперстеновых и биотитовых плагиогнейсов и гнейсов, кварцитов, биотит-гиперстеновых и двупироксен-роговообманковых плагиосланцев. Для верхней части разреза характерно наличие невыдержанного горизонта кварцитов мощностью от десятков метров до 200–250 м. Согласно граница с подстилающими образованиями курумканской свиты проводится по исчезновению из разрезов мощных кварцитовых пачек при сохранении того же облика, петрографического и петрохимического состава пород. Мощность свиты – более 1600 м.

Нимнырская свита (AR_1nm) имеет стратотип в долинах рек Бол. Нимныр и Нимегеркан (О-51-XVII), где она была выделена С. П. Коноплевым и др. в 1948 г. [122].

Свита сложена гиперстеновыми, биотит-гиперстеновыми гранат- и графитсодержащими гнейсами с линзами и прослоями биотитовых, биотит-гранатовых, гранат-кордиеритовых, биотит-кордиеритовых, биотит-графитовых гнейсов, реже роговообманково-гиперстеновых, гиперстеновых, гиперстен-диопсидовых кристаллосланцев, кварцитов. В нижней части свиты наблюдается горизонт 300–400 м роговообманково-гиперстен-диопсидовых, биотит-гиперстен-диопсидовых, гиперстен-роговообманковых, роговообманковых кристаллосланцев, включающих прослои гранат- и графитсодержащих гиперстеновых гнейсов, а также мелкие согласные тела метабазитов (метапироксенитов, метаперидотитов, метавестеритов) и редкие линзы плагиоклаз-диопсидовых, скаполит-плагиоклаз-диопсидовых метасоматических пород. Мощность свиты – более 1900 м.

Основные кристаллические сланцы как нимнырской, так и васильевской свит соответствуют по химическому составу большей частью толеитовым базальтам, высокоглиноземистые гнейсы серии – преимущественно метапелитам [27].

Породы серии метаморфизованы, судя по минеральным парагенезисам, в условиях высокотемпературной субфации гранулитовой фации умеренной глубинности с параметрами 800–900 °С и 7,3–7,6 кбар [77] (возможно, несколько ниже: 700–850 °С и 6–7 кбар) с последующим региональным регрессивным метаморфизмом в амфиболитовой фации (наличие второй, более низкотемпературной генерации многих породообразующих минералов). Вероятно, с последним процессом связаны сложная складчатость различных порядков и сопряженный с ней интенсивный ультраметаморфизм: разнообразная, преимущественно послойная, мигматизация, почти повсеместная гранитизация с преобразованием значительного объема пород в гранитогнейсы [31].

Возраст верхнеалданской серии до настоящего времени является дискуссионным. Наиболее древние значения возраста получены по пробам, отобраным в районе Грековского переката на р. Алдан: 3570 ± 60 млн лет (U-Pb изохронный метод по цирконам из гиперстен-биотитовых плагиогнейсов – инфракомплекс и 3456 млн лет (Sm-Nd модельный метод для кордиерит-гранат-биотитовых гнейсов) [122]. Между тем, С. Д. Великославинский [11] на основе анализа большого числа изотопных данных оценивает возраст серии в 3100–2900 млн лет, а А. П. Смелов и соавторы [84], тоже опирающиеся на изотопные данные, считают его более молодым – 2450–2300 млн лет [145].

Иенгская серия выделена Д. С. Коржинским в 1931 г. в долине р. Тимптон на участке от устья р. Иенгра до устья р. Бугорыкта (О-51-XXXVI). Серия состоит из трех свит: малокабактинской, митингской и бугорыктанской.

Малокабактинская свита (AR_1mk) впервые выделена Д. В. Утробинным [123], на руч. Мал. Кабакта, правом притоке р. Кабакта на правобережье Тимптона, лист О-51-XXXV. Разрез свиты, по Л. М. Реутову [78], представлен (снизу вверх):

1. Лейкократовыми биотит-ортопироксеновыми гнейсами с прослоями клинопироксен-роговообманковых плагиосланцев 400–500 м
2. Переслаивающимися биотит-ортопироксеновыми, биотит-гранатовыми гнейсами, роговообманково-клинопироксеновыми и двупироксеновыми плагиосланцами 300 м
3. Клинопироксен- и двупироксен-роговообманковыми плагиосланцами с прослоями и линзами кварцитов и биотит-гранатовых гнейсов 400–500 м

Мощность малокабактинской свиты оценивается Л. М. Реутовым в 1300–1500 м.

Выше согласно залегают мощные пачки кварцитов митингской свиты.

Митингская свита (AR_1mt) имеет стратотип на руч. Митинга, правом притоке р. Кабакта (О-51-XXXVI), выделенный коллективом геологов в 1985 г. [123]. Свита состоит из двух-четырех крупных (до 500 м) слоев кварцитов, разделенных пачками пестрого состава. Кварциты представлены следующими разновидностями: мономинеральные, полевошпатовые, биотитовые, силлиманитовые, магнетитовые, графитовые. Они содержат несколько генераций циркона и рутила (в т. ч. окатанных). Второй снизу слой кварцитов содержит окурданский горизонт (до 250 м) виридиновых кварцитов, пересла-

ивающихся со сланцами виридин-силлиманит-кордиеритовыми, манганопироксен-плагиоклазовыми и линзами железистых кварцитов. Пачки пестрого состава (100–300 м) сложены высокоглиноземистыми сланцами и гнейсами (гранат-биотит-кордиеритовыми, гранат-биотит-кордиерит-силлиманитовыми и гранат-силлиманитовыми) с переменным количеством дупироксеновых сланцев и пириболитов, количество которых уменьшается вверх по разрезу. Постоянно присутствуют маломощные слои плагиогнейсов и гнейсов гранатовых, графитовых, а также сланцев клинопироксеновых [22]. Мощность свиты – до 2000 м.

Бугорыктанская свита (AR_7bg) выделена Л. М. Реутовым в 1981 г. на стратотипической местности в бассейнах рек Бугорыктан, Анамжак и Мал. Мелемкён на правом берегу Тимптона (лист О-51-XXX) [78]. Свита залегает согласно на митнгской свите. Отложения бугорыктанской свиты представлены основными кристаллическими сланцами и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами. В низах разреза свиты отмечаются прослойки биотит-гранатовых гнейсов и кварцитов, прослойки диопсидовых пород и кальцифиров. Породы верхней части свиты представлены толщей биотит-амфиболовых, биотитовых и биотит-гиперстеновых гнейсов. Мощность свиты – более 2000 м.

Породы иенгрской серии метаморфизованы в условиях высокотемпературной (кордиерит-гиперстен-ортоклазовой) субфации гранулитовой фации умеренной глубинности с параметрами 750–825 °С и 5–7 кбар с последующим ретроградным метаморфизмом амфиболитовой фации [77].

Возраст пород серии оценивается Рb-Рb методом в диапазоне 2540–2130 млн лет [100], что, вероятно, отражает время проявления гранулитового метаморфизма [75].

Отложения лопия в иенгрском районе представлены федоровской серией нерасчлененной, заполняющей на Нимнырской площади федоровскую литоплинтовую впадину, и амедичинской и субганской сериями, слагающими вторичные вулканические пояса на Чугинской площади.

Федоровская серия нерасчлененная (AR_2fd) впервые была выделена в ранге свиты С. П. Коноплевым в 1948 г., в 1981 г. Е. П. Миронюком выделена как серия, расчлененная на три свиты: медведевскую, леглиерскую и атырскую. Стратотипическая местность находится на территории Федоровской группы месторождений флогопита в бассейне верхнего течения р. Курунг-Хонку, левого притока р. Тимптон (лист О-52-ХІХ) [123].

Нижняя граница федоровской серии с верхнеалданской проводится по смене в элювиально-делювиальных высыпках верхнеалданских породных парагенезисов на парагенезисы пород, характерные для федоровской серии. В стратотипической местности федоровской серии установлено ее несогласное залегание на верхнеалданских образованиях, эти данные подтверждены А. Н. Тимашковым в ходе работ по ГДП-200 листа О-52-ХІІІ [27].

Серия сложена диопсид-роговообманковыми, биотит-диопсид-роговообманковыми, биотит-роговообманковыми, роговообманковыми, биотит-диопсидовыми кристаллосланцами, реже гнейсами, включающими прослойки биотитовых, гиперстен-диопсид-роговообманковых, диопсидовых, скаполит-диопсидовых, флогопит-диопсидовых кристаллосланцев с редкими линзами

(мощностью в первые метры) мраморов и флогопит-диопсидовых кальцифиров. Мощность федоровской серии оценивается в 1100–1300 м.

Реконструкции первичного состава метаморфических пород показывают, что кристаллические сланцы федоровской серии соответствуют известково-щелочным базальтам, в отличие от метатолитов верхнеалданской серии. Это указывает на формирование серий в разных геотектонических условиях. Равновесные минеральные парагенезисы в плагиосланцах федоровской серии свидетельствуют о гранулитовой фации метаморфизма [26]. По мнению ряда исследователей [45], федоровская серия расположена в переходной зоне метаморфизма от амфиболитовой к гранулитовой фации. Кроме того, все породы серии испытали не менее чем двукратную глубокую метасоматическую переработку, причем повторный диафорез амфиболитовой фации наложен на флогопитовые метасоматиты [22].

Данные определений абсолютного возраста пород федоровской серии противоречивы. Выполнено множество определений по разным изотопным соотношениям в различных породах. Большая часть полученных в последнее время датировок укладывается в интервал 1980–2300 млн лет, что объясняется воздействием пиковых метаморфических преобразований гранулитовой и амфиболитовой фаций и сопутствующими магматическими процессами этого времени. По данным С. Д. Великославинского и его коллег [12], полученным U-Pb методом по циркону, возраст кристаллизации метаандезитобазальтов федоровской серии составляет 2006 ± 3 млн лет. А. П. Смелов оценивает время образования метабазитов серии интервалом с 2,3 по 2,01 млрд лет [141].

По геологическим наблюдениям, наиболее древними интрузивами, прорывающими породы федоровской серии, являются габброиды унгринского комплекса (vPR_{1un}^2) с абсолютным возрастом, по данным авторов отчета, $2007 \pm 7,5$ млн лет. Плагиограниты древнефедоровского комплекса ($pyAR_2?d$) имеют постепенные границы с супракрустальными образованиями федоровской серии, которые часто присутствуют в них в виде реликтов [26], что свидетельствует о более древнем возрасте федоровских образований. Но возраст самих древнефедоровских плагиогранитов установлен только по косвенным данным.

Тем не менее, отнесение пород федоровской серии, в соответствии с данными изотопных исследований, к нижнему протерозою имеет много неувязок с положением в легенде этих и целого ряда других позднеархейских и раннепротерозойских подразделений. Удовлетворительного варианта решения этого вопроса пока нет [123]. Следует учитывать и данные Е. П. Миронюка для клинопироксен-роговообманковых плагиосланцев медведевской свиты, отобранных на Таёжном железорудном месторождении: в результате измерений методом термоионной эмиссии получены возрасты 2245–2340, 2500–2600, 3000 млн лет для цирконов разных морфотипов [70].

На основании последних приведенных данных принимается позднеархейский возраст образований федоровской серии.

Амедицинская серия нерасчлененная (AR_2^3am) выделена Л. М. Реутовым в 1978 г., детализирована В. Л. Дуком и В. А. Одуд-Сичевым в бассейне среднего течения р. Амедици, левого притока р. Алдан (листы О-51-XXII, -XXVIII) [123]. Отложения серии залегают в шовной структуре,

ограниченной тектоническими либо интрузивными границами от более древних пород и представлены тремя свитами (на карте не выделены).

Булгуняхтахская свита (до 900 м) сложена плагиосланцами и плагиогнейсами роговообманковыми с многочисленными слоями плагиосланцев – диопсид-амфиболовых, кварц-биотитовых, кварц-двуамфиболовых, гнейсов биотитовых, двуслюдяных, гранат-роговообманковых, двуслюдяно-кордиерит-жедритовых; с линзами гранат-двуамфиболовых гнейсов и мраморов.

Крутойская свита (1000 м) состоит из плагиосланцев и гнейсов биотитовых, биотит-роговообманковых, биотит-гранатовых с силлиманитом, кордиеритом, включает прослои плагиосланцев клинопироксен-роговообманковых, двуслюдяных, кварцитов и кварцитогнейсов.

Кыллахская свита (до 1000 м) представлена кварцитами (до 100 м) и сланцами слюдяными, полевошпат-кварцевыми, биотит-гранатовыми (в т. ч. с кордиеритом), плагиогнейсами гранат-двуслюдяными, иногда встречаются графитсодержащие разности пород, реже отмечаются гнейсы биотит-роговообманковые, гранат-биотит-силлиманитовые, плагиогнейсы двуслюдяные, слои мелкогалечных конгломератов, амфиболитов.

Буровчинская свита (до 400 м) залегает на подстилающих образованиях с размывом. Характеризуется слоями метаконгломератов (от 1 до 140 м), размещенных среди плагиосланцев диопсид-роговообманковых, роговообманковых, сланцев слюдяно-кварц-полевошпатовых, жедритовых (с силлиманитом или кордиеритом), биотит-силлиманитовых, гнейсов биотитовых и биотит-роговообманковых, а также слоев мраморов и кальцифиров (до 100 м). Постоянно присутствуют слои кварцитов, гнейсов гранат-биотитовых и графитоносных сланцев. Конгломераты содержат в составе гальки разнообразные кварциты и гранит-порфиры.

Метавулканы этой серии относятся к двум петрохимическим ассоциациям: ранней субщелочной базальт-ферробазальтовой и поздней субщелочной базальтовой. В южной и центральной частях метаморфизм серии осуществлялся при температуре 580–670 °С и давлении 2,9–4,1 кбар, на севере при параметрах 650–700 °С и 4,6–5,6 кбар [22].

Общая мощность серии – 3200 м.

Возраст пород серии отнесен к верхнему архею в соответствии с данными [122, 123, 22]. Имеющиеся изотопные определения возраста не однозначны: Sm-Nd модельный – 2985–3687 млн лет, Sm-Nd изохронный – 2000 млн лет [122].

Субганская серия нерасчлененная (AR_2^{3sb}) выделена Е. М. Лазько, Г. Б. Митичем в 1945 г.; наименование серии дал Е. П. Миронюк в 1966 г. по стратотипической местности, расположенной в бассейне руч. Субган, левого притока р. Чуга в ее истоках, лист О-51-XXI [123].

Серия представлена двумя толщами: сланцев и гнейсов двуслюдяных, двуслюдяно-хлоритовых, часто с андалузитом, силлиманитом, кордиеритом мощностью 300–400 м и амфиболовых сланцев мощностью 800–1000 м [86].

По первичному составу породы серии соответствуют толеитовым метабазальтам (натриевым и высокомагнезиальным) с низким содержанием титана и глинозема, с которыми ассоциируют кремнистые породы (глубоководные океанические осадки), что указывает на их формирование в обстановке,

сходной с современными океаническими островными дугами [1]. Метаморфизм серии происходил в условиях амфиболитовой фации.

Оценки Nd модельного возраста $T_{Nd(DM)}$, полученные для андалузит-слюдяных и ставролит-андалузитовых сланцев (метапелиты), близки к 3000 млн лет, а для амфиболовых сланцев (метаандезиты, метадациты) составляют 3100–3500 млн лет. В то же время интрузии метагаббро, прорывающие породы Субганского зеленокаменного пояса, имеют возраст $2910 \pm \pm 50$ млн лет (Sm-Nd метод по породам в целом [103]). Можно полагать, что возраст метаосадочных и метавулканических пород субганской серии находится в интервале 2860–3000 млн лет [1].

Алданский щит. Южно-Алданский район

Нижнеархейские отложения данного района представлены зверевской серией на Зверевской площади и тангракской серией на Тангракской площади.

Зверевская серия выделена В. А. Кудрявцевым в 1965 г. в бассейне р. Иенгра (лист О-51-XXXV), и расчленена на три свиты (снизу вверх): семёновскую, холодниканскую и курбаликитскую.

Семёновская свита ($AR_1?sm$) выделена Е. П. Миронюком в 1983 г. в бассейне руч. Семёновский, притока р. Иенгра (лист О-51-XXXV) [123]. Свиту слагают плагиогнейсы гиперстеновые, амфибол-клинопироксеновые, кристаллические плагиосланцы гиперстеновые, двупироксеновые, прослой пироболитов, кварцитов, линзы плагиосланцев диопсидовых (более 800 м).

Холодниканская свита ($AR_1?hl$) выделена В. А. Кудрявцевым в 1965 г. на Холодниканских гольцах на левобережье руч. Холодникан, правого притока р. Иенгра (лист О-51-XXXV) [123]. Свита представлена гнейсами и кристаллическими сланцами силлиманит- и кордиерит-гранатовыми, биотит-гранатовыми, кварцитами мономинеральными и магнетитовыми, плагиогнейсами двупироксеновыми и биотитовыми, прослоями кристаллических плагиосланцев амфибол-пироксеновых (до 1000 м).

Курбаликитская свита ($AR_1?kb$) выделена И. А. Усольцевым и др. в 1961 г. в бассейне руч. Курбаликит (левый приток р. Иенгра), лист О-51-XXXV [123]. В состав свиты входят плагиогнейсы биотитовые, биотит-амфиболовые, биотит-гиперстеновые, кристаллические плагиосланцы амфиболовые, амфибол-гиперстеновые, прослой гнейсов биотит-гранатовых, линзы кварцитов (более 2000 м).

Протопородами, слагающими серию, являлись низкощелочные толеиты, субщелочные базальты и андезиты для основных кристаллосланцев и гиперстеновых плагиогнейсов, а также и граувакки для гранат-биотитовых плагиогнейсов [43].

Метаморфизм пород происходил при температуре 800–900 °С и давлении 7,5–9,0 кбар [90].

Данные о возрасте пород зверевской серии получены Sm-Nd изохронным методом в районе Чульманского грабена и составляют 3010 ± 100 млн лет для плагиосланцев двупироксеновых (данные А. А. Немчина [76]); 3100 ± 80 млн лет для метатолеитов [44], 2900 ± 90 млн лет для метагаббро и 2700 млн лет для эндербитогнейсов [90].

Тангракская серия представлена двумя свитами: муравьевской и сыгынахской. Породы обеих свит имеют стратиграфические соотношения только друг с другом и развиты только в Тангракском блоке.

Сыгынахская свита (AR_1sg) выделена В. Г. Ветлужских и др. в 1963 г. в истоках руч. Сыгынах, правого притока р. Иенгра (лист О-51-XXXVI) [123]. По составу это – плагиогнейсы биотит-гранатовые, гиперстеновые, гиперстеновые и гранатовые кристаллические сланцы, линзы кварцитов, плагиоэклогитов, амфиболитов (более 2000 м).

Муравьевская свита (AR_1mr) выделена В. Г. Ветлужских и др. в 1963 г. в бассейне ручьев Муравьевский и Скобельцинский, левых притоков р. Тимптон (лист О-51-XXXVI) [123]. Свита включает в себя амфиболовые и амфибол-гиперстеновые кристаллические плагиосланцы с прослоями биотитовых кристаллических плагиосланцев и плагиогнейсов, иногда графитсодержащих, линзы пириболитов, плагиоэклогитов (более 2000 м).

Тангракская площадь в целом характеризуется широким проявлением вулканитов известково-щелочного ряда, которым соответствуют гнейсы и кристаллические сланцы сыгынахской и муравьевской свит [104].

Метаморфические преобразования пород проходили в условиях гранулитовой фации повышенных давлений ($T = 800\text{--}850\text{ }^\circ\text{C}$ и $P = 8$ кбар) [86].

Достоверных данных об абсолютном возрасте тангракских отложений не имеется.

Позднеархейские образования в Южно-Алданском районе представлены отложениями олёмминской серии на западе, борсалинской серии на Давачанской площади и бурпалинской толщей на Зверевской площади.

Олёмминская серия (AR_2ol) развита в основном в Чаро-Олёмминском районе, но выходит на дневную поверхность и в Южно-Алданском районе. Серия представлена плагиогнейсами и гнейсами биотитовыми, роговообманковыми, со слоями сланцев амфиболовых и гранатовых плагиогнейсов.

Борсалинская серия нерасчлененная (AR_2bs) выделена Е. П. Миرونюком в 1961 г., в бассейне р. Буор-Салаа, правого притока р. Тас-Хойко на правом берегу р. Олёкма (лист О-51-XV) [22]. С подстилающими супракрустальными толщами серия имеет либо тектонические контакты, обычно с зонами диафторитов, либо «вплавлена» в гранитоиды. Непосредственного стратиграфического налегания серии на фундамент не выявлено.

Нижняя часть разреза серии (темулякитская свита) сложена амфиболовыми (роговообманковыми, тремолитовыми, актинолитовыми, антофиллитовыми) сланцами и кристаллическими сланцами с гранатом, хлоритом, тальком, серпентином и железистым карбонатом. К верхней части разреза свиты приурочены пласты железистых кварцитов. Здесь же наблюдаются прослои безрудных кварцитов, высокоглиноземистых сланцев и гнейсов (с андалузитом, дистеном, гранатом, кордиеритом).

Породы верхней части серии (тяньская свита) представлены биотитовыми, гранат-биотитовыми, высокоглиноземистыми (с андалузитом, дистеном, силлиманитом, кордиеритом) сланцами, кристаллическими сланцами и гнейсами с пластовыми телами основных и средних метазффузивов, редкими пачками гематитовых и безрудных кварцитов, мраморов.

Петрохимические пересчеты метаморфизованных образований серии показывают их близость к базальтам, андезибазальтам, долеритам, андезитам, андезидацитам и пикритам [16].

Метаморфизм пород серии зональный (высокотемпературная амфиболитовая – высокотемпературная зеленосланцевая фации) осуществлялся в широком диапазоне температур ($T = 500\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$). Давление определяется менее уверенно – в пределах 3–6 кбар [22]. Мощность серии – более 3000 м.

Возраст пород серии оценен в 2720 ± 80 млн лет (Pb-Pb изохронный метод по породе) и 2700 млн лет (K-Ar метод) [72].

Бурпалинская толща (AR_{2bp}^2) выделена А. И. Брейдо в 1970 г. и названа Е. П. Миронюком в 1995 г. Стратотип серии находится в районе гольца Бурпала в междуречье Лев. и Прав. Унгры, лист О-51-XXVIII [123].

Нижняя часть толщи сложена сланцами плагиоклаз-роговообманковыми (в т. ч. с кварцем, биотитом и эпидотом) и плагиогнейсами биотит-роговообманковыми с линзами амфиболитов, сланцев клинопироксен-плагиоклаз-роговообманковых и плагиогнейсов биотитовых и эпидот-биотитовых. Верхняя часть представлена сланцами плагиоклаз-роговообманковыми, плагиогнейсами биотит-роговообманковыми и биотитовыми (иногда с эпидотом), кварцитами (мономинеральными, полевошпатовыми, биотитовыми, двуслюдяными и графитовыми), в т. ч. в слоях до 5 м, мраморами с линзами двуслюдяных гнейсов и диопсид-амфибол-плагиоклазовых сланцев. Переслаивание кварцитов со сланцами, мраморами и амфиболовыми плагиогнейсами придает породам ритмичное строение. Завершают разрез толщи плагиосланцы роговообманковые и кварц-роговообманковые с плагиогнейсами роговообманковыми [22].

В составе толщи отмечаются сланцы, петрохимически соответствующие ферротолейтам. Мощность толщи – более 700 м. Неодимовый модельный возраст протолитов серии – 2600–3300 млн лет [123].

Становая область. Иликано-Эльгаканский район

Архейские образования в данном районе представлены метаморфитами становой и иликанской серий.

Становая серия нерасчлененная (AR_{1st}^1) выделена В. А. Глебовицким, М. Д. Крыловой, А. Н. Нееловым в 1965 г. на участке Станового хребта от истоков р. Сред. Ларба до истоков р. Гонам [123].

Отложения серии представляют собой однообразную толщу, состоящую из кристаллических плагиосланцев и плагиогнейсов биотит-амфиболовых, биотитовых, иногда с гранатом. В средней части разреза присутствуют слои (до 5 м) гнейсов силлиманитовых, гранатовых и кварцитов, в верхней – слои (до 6 м) гнейсов гранатовых, сланцев гранат-амфиболовых, гранат-двуамфиболовых, амфиболитов и железистых кварцитов. Простираение пород серии дискордантно по отношению к древним структурам Алданского щита. Мощность серии – более 2300 м.

Породы серии метаморфизованы в высокотемпературной амфиболитовой фации ($T = 650\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 6\text{--}8$ кбар) с повсеместным проявлением процессов ультраметаморфизма [86].

Возраст становой серии нельзя считать достоверно установленным, так как изотопные исследования проводились в основном по образцам, отобраным в районе пос. Нагорный, где на смежном листе N-51 закартографированы образования чильчинской свиты. По прямым геологическим наблюдениям можно с уверенностью говорить о прорывании отложений серии брянтинскими габброидами ($v\eta AR_2^3?b$) и дурынчинскими гранитами ($\gamma PR_2^1 dr$). Согласно Алдано-Забайкальской серийной легенде, возраст серии принимается позднеархейским.

Иликанская серия нерасчлененная ($AR_2?il$). Иликанская серия выделена Ю. П. Скатынским и др. в 1965 г. в верхнем течении р. Иликан (лист N-52-ХIII) [122], синоним – чильчинская свита.

Серия состоит из переслаивающихся пачек гнейсов и кристаллических сланцев биотит-амфиболовых, биотитовых, в нижней части клинопироксен-амфиболовых, включающих прослой и линзы гнейсов двуслюдяных, часто с гранатом, дистеном, силлиманитом, графитом, амфиболитов и кварцитов. С породами серии связаны проявления железа и графита. Мощность серии – более 3000 м.

Прогрессивный региональный метаморфизм образований иликанской серии протекал в условиях амфиболитовой фации [16]. Температура метаморфизма по гранат-биотитовому геотермометру составляла 650–690 °С, давление 7–8 кбар [104].

Соотношения метаморфических толщ иликанской серии с более древними и более молодыми образованиями не однозначны и требуют дальнейших исследований.

Определения возраста иликанской серии по цирконам из разных типов пород, отобранных в бассейне р. Чильчи, показывают данные в 2710 ± 60 , 2600 ± 40 , 2590–1840 млн лет [100].

ПРОТЕРОЗОЙ

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (КАРЕЛИЙ)

Отложения нижнего протерозоя подразделяются, согласно Стратиграфическому кодексу России [87], на нижекарельские (2500–2100 млн лет) и верхнекарельские (2100–1650 млн лет).

В это время сформировались толщи осадков значительной мощности и разнообразные интрузивные комплексы. На территории листа образования карельского времени сохранились в отдельных незначительных по размерам структурах – прогибах и грабенах.

Ярогинская серия нерасчлененная ($PR_1^1 jar$) впервые выделена Е. М. Лазько, Г. Б. Митичем в 1946 г., описана Л. М. Реутовым в 1981 г. на р. Ярогу, левом притоке р. Амедичи (лист O-51-XXI) [123].

Отложения серии приурочены к центральной части Ярогинского грабена. В северной части они имеют только тектонические контакты с верхнеархейскими отложениями амедичинской серии, на южной оконечности грабена выходы пород ярогинской серии обнажаются в виде узких тектонических

пластин, часто перекрытых платформенными отложениями венда, юры или четвертичными образованиями [28].

Нижняя часть разреза (не менее 600 м) – сланцы графитоносные, сменяющиеся постепенно высокоглиноземистыми сланцами (с андалузитом, кордиеритом, силлиманитом). Среди обоих типов сланцев преобладают полевошпат-кварцевые, в то время как чисто кварцевые бывают либо графитовыми, либо слюдяными. Постоянно присутствуют слои сланцев двуслюдяных, биотитовых, амфибол-биотитовых, филлитов, иногда метапесчаников и кварцитов (в т. ч. с фибролитовыми стяжениями). Строение ритмично-флишoidalное.

Верхняя часть разреза (до 300 м) – мраморы (диопсидовые и тремолитовые), кальцифиры, известняково-силикатные сланцы, пласты (до 70 м) метапесчаников с прослоями алевролитов и линзами сланцев слюдяных, иногда кордиерит-кварцевых. Строение неоднородное, с элементами ритмичности.

Общая мощность серии – более 900 м.

Возраст серии, в соответствии с Алдано-Забайкальской серийной легендой, принят как раннекарельский, несмотря на изотопные датировки К-Аг методом – 1880 ± 50 млн лет и 1996 млн лет [123].

Салаткинская и чаруодинская серии нерасчлененные ($PR_1^{-2}sl-cd$) узкой полосой (шириной 1,5–2 км) обнажаются на юго-восточной и восточной периферии Угуйского грабена, в междуречье Чаруоды и Токко (Токкинская площадь Чаро-Олёмкинского района). Они залегают с резким угловым несогласием на верхнеархейских образованиях и с размывом перебиваются отложениями кебектинской серии.

Салаткинская серия выделена Г. В. Бирюлькиным и В. А. Кудрявцевым в 1977 г. [123], чаруодинская серия описана В. А. Кудрявцевым в 1972 г. [122]. Стратотипы серий находятся на р. Чоруода (лист О-51-ХIII).

Нижняя часть салаткинской серии (до 225 м) сложена доломитами, иногда водорослевыми, часто кремненными и ожелезненными, внизу с линзами песчаников, гравелитов, фангломератов, реже мергелей. В кремнисто-карбонатных породах установлены аномальные содержания марганца и бария. Выше по разрезу (100–300 м) трансгрессивно залегают песчаники красноватые, иногда гематитовые в пачках переслаивания с алевролитами, аргиллитами, изредка конгломератами и гравелитами. В основании песчаников присутствуют туфогенные породы, слои железистых известняков. Строение верхней части серии груборитмичное, регрессивно-трансгрессивное.

Чаруодинская серия в нижней части разреза (150–250 м) представлена песчаниками, внизу олигомиктовыми и кварцевыми, выше чисто кварцевыми, иногда битуминозными, медистыми, ураноносными. Встречаются слои алевролитов и редко доломитов. Строение груборитмичное, регрессивное. Верхняя часть разреза (20–250 м) начинается с пачек переслаивания аргиллитов и алевролитов с песчаниками, реже доломитами, мергелями, аргиллитами углистыми, а завершают разрез пачки доломитов, иногда водорослевых, сильно ожелезненных. В аргиллитах и доломитах отмечается редкая вкрапленность сульфидов. Строение от тонкоритмичного до однородного при общей трансгрессивной направленности.

Суммарная мощность серий на территории листа – до 750 м.

Бытыгырская серия нерасчлененная (PR_1^{2bt}) выделена Е. П. Миرونюком в 1959 г. на руч. Бытыгыр в среднем течении р. Олёкма, лист О-51-XXV [123] (Хани-Олдонгсинская площадь Чаро-Олёкминского района).

Серия залегает трансгрессивно с угловым несогласием на верхнеархейских образованиях и с разрывом перекрывается породами олдонгсинской свиты.

В основании серии залегает пласт метаконгломератов мощностью 2–3 м, в валунах и гальке которых представлены местные породы: граниты, гранитогнейсы, карбонатно-кремнистые породы, красные песчаники, алевролиты, железистые кварциты, пегматиты, основные ортосланцы. Для нижней части разреза характерны повышенные содержания титана, хрома, меди, а конгломераты содержат первично осадочное золото [110].

Нижняя часть серии (200–500 м) – песчаники с отдельными слоями (до 25 м) мелкогалечных конгломератов и сланцев глинисто-песчанистых, песчано-глинистых, реже карбонатно-песчано-глинистых.

Далее вверх по разрезу (до 500 м) – доломиты, реже известняки доломитистые, иногда кремнистые, водорослевые, алевритистые со слоями различных сланцев, песчаников, мергелей, алевролитов глинистых хром-фосфор-ванадиеносных.

Выше по разрезу (450–800 м) – переслаивание аргиллитов, алевролитов, алевропесчаников и песчаников, в т. ч. углистых, шунгитоносных, пиритоносных, лимонитизированных, с линзами известняков и глинистых алевролитов хром-фосфор-ванадиеносных.

Завершают разрез серии песчаники (до 800 м) железистые, углистые, карбонатные. Алевролиты и аргиллиты образуют либо невыдержанные по простираению слои (0,5–20 м), либо вместе с песчаниками входят в состав пачек переслаивания (до 40 м). Встречаются сульфидоносные породы.

Породы серии зонально метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Мощность серии – 1300–1750 м.

Возраст пород бытыгырской серии определяется по времени метаморфизма прорывающих их интрузий и изотопным данным: 1950 ± 11 млн лет, определен Рb-Sr изохронным методом по породе (филлиты) на левобережье р. Хани, Ханинский грабен (лист О-51-XXV) [123].

Кебектинская серия нерасчлененная (PR_1^{2kb}) распространена на Токкинской площади Чаро-Олёкминского района. Стратотип серии находится в Угуйском грабене, р. Кебекта, лист О-50-XXIV; авторы – Л. И. Нарожных, А. Ф. Петров, В. Т. Работнов, 1961 г. (выделение свиты), В. А. Кудрявцев, 1974 г. [123].

Серия трансгрессивно залегает на отложениях салаткинской и чаруодинской серий либо на архейских образованиях с отчетливым структурно-стратиграфическим несогласием и корами выветривания в основании.

Нижняя часть разреза серии (до 500 м) представлена песчаниками, нередко глинистыми, иногда углистыми, со слоями конгломератов, фангломератов, граувакк и алевролитов. Среди песчаников присутствуют медистые, в разрезе отмечаются линзы доломитов и песчаников волконскоитовых.

Средняя часть (до 500 м) – песчаники красноцветные с линзующимися слоями сероцветных песчаников, в т. ч. медистых и хромсодержащих, ниже – линзы фангломератов и мергелей.

Верхняя часть разреза (до 700 м) – песчаники полевошпат-кварцевые и кварцевые с линзами алевролитов, гравелитов, медистых песчаников, реже аргиллитов, дресвяников и песчаников конгломератовидных.

Метаморфизм отложений кебектинской серии не превышает зеленосланцевой фации.

Общая мощность серии – 1500–1700 м.

Возраст серии определен по коррелятивным признакам.

Олдонгсинская свита ($PR_{1}^{2}od$) выделена на Хани-Олдонгсинской площади Чаро-Олёкминского района и слагает верхнюю часть разреза отложений Олдонгсинского грабена. Свита выделена Е. П. Миронюком в 1995 г. в верхнем течении р. Олдонгсо, левого притока р. Олёкма (лист О-51-ХІХ) [22].

Породы свиты залегают с разрывом на отложениях бытыгырской серии. В основании ее находятся линзы конглобрекчий (до 15 м), содержащие обломки кремней, доломитов, алевролитов и аргиллитов (в т. ч. углистых). В северной части олдонгсинского грабена выше конглобрекчий иногда залегает пласт черных глинистых пиритизированных (до 5–10 % объема) сланцев мощностью до 1,5–1,8 м.

Свита сложена однообразными серыми, темно-серыми кварцевыми, полевошпат-кварцевыми метапесчаниками и алевролитами, иногда известковистыми или углистыми тонко- и косослоистыми. По всему разрезу прослеживается вкрапленность сульфидов. Метаморфизм пород свиты соответствует низкотемпературной хлорит-серицитовой (безбиотитовой) субфации зеленосланцевой фации.

Мощность свиты – 660 м.

Болотнинская толща ($PR_{1}^{2}bl$) выделена на Ярогинской площади Иенгского района в пределах Ярогинского грабена, лист О-51-ХХІІ В. А. Оуд-Сичевым в 1985 г. [123].

Толща залегает с резким несогласием на ярогинских образованиях и представляет собой переслаивающиеся пачки конгломератов, гравелитов, аркозовых и кремнистых песчаников. В основании толщи однородный слой среднегалечного конгломерата (до 10 м) содержит материал слабоокатанный и неравномерно сортированный, полимиктовый, представленный известковистыми метапесчаниками, графит-кварцевыми сланцами, монцонит-порфирами (верхнечугинскими?) и турмалинсодержащими гранитами (амутскими?). В приразломных зонах породы претерпели зеленосланцевые изменения.

Мощность толщи – до 500 м.

Возраст болотнинской толщи можно оценить и как рифейский на основании нахождения гальки турмалинсодержащих гранитов (амутских?) в базальном слое. По валовой пробе конгломератов в свое время Л. Е. Ушверидзе была получена К-Аг датировка в 1120 млн лет (по старым константам) [123].

Правонгринская толща ($PR_{1}^{2}pu$) выделена А. П. Ильиных в 1958 г. в верхнем течении р. Прав. Унгра, лист О-51-ХХVІІІ, Южно-Алданский район.

Отложения толщи заполняют узкий тектонический клин и представлены кварцевыми мелкозернистыми песчаниками. Мощность толщи – 50 м.

Возраст толщи сверху ничем не ограничен, кроме слабо проявленного метагенеза, и может оказаться рифейским [123].

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

РИФЕЙ

Рифейские отложения фиксируются узкой полосой субширотного простирания в западной части листа, выполняя юго-восточный фланг Березовского прогиба, и представлены тремя свитами, относимыми к дальнетайгинскому и жуинскому горизонтам позднего рифея.

Сеньская свита (RF_3sn) выделена З. В. Журавлевой и др., 1959 г. на левобережье р. Сень, правого притока р. Чара (листы О-50-XVI, -XXII), в Чаро-Олёкминской СФП Березовско-Толбинской СФЗ.

Отложения свиты с несогласием залегают на породах фундамента. В строении свиты выделены две пачки. Нижняя пачка сложена песчаниками с линзами кварцевых гравелитов, конгломеративных песчаников со слойками естественного шлиха и трещинами усыхания (от 70 м). В составе гальки, местами плохоокатанной, наблюдаются породы фундамента.

Верхняя пачка (до 100 м) представлена доломитами, в нижней части кремнистыми, с редкими прослоями доломито-песчанистых, мергелистых, реже отмечаются аргиллиты и алевролиты [22].

Мощность свиты уменьшается с запада на восток и в среднем составляет 150 м.

Дикимдинская свита (RF_3dk) выделена в бассейне р. Улахан-Дикимде, лист О-51-VIII А. А. Арсеньевым, Е. А. Нечаевой, 1942 г; переведена в ранг серии в составе чекурдахской и алексеевской свит А. К. Бобровым, 1979 г. (утверждена в 1986 г.) [122].

Отложения дикимдинской свиты залегают с размывом на раннедокембрийских образованиях. Нижнюю часть свиты (до 40 м) слагают песчаники и алевролиты, в основании отмечаются прослои галечных гравелитов, в средней части разреза преобладают пестроцветные алевролиты, выше по разрезу включающие редкие линзы мергелей и прослои доломитов.

Верхняя часть свиты (до 80 м) начинается пестроцветными доломитами и известково-глинистыми сланцами, но в основном состоит из кремнистых доломитов, иногда водорослевых, с редкими прослойками мергелей. В этих отложениях установлены *Vesicularites flexuosus* Reitl., *Osagia composita* Z. Zhur., на чем и основываются доказательства возраста [22].

Граница между сеньской и дикимдинской свитами установлена по долине р. Олёкма.

Торгинская свита (RF_3tr) выделена З. В. Журавлевой, Вл. А. Комар, Н. М. Чумаковым в 1959 г., в районе устья р. Торго-Чарская, правого притока Чары (лист О-50-XVII) [123].

Отложения свиты согласно залегают на сеньской свите и представлены в нижней части разреза (70–100 м) оолитовыми и глинистыми известняками, чередующимися с доломитами и известковистыми аргиллитами, в верхней части разреза (80–150 м) – доломитами с прослоями белых и черных известняков слоистых, онколитовых, редко водорослевых со стилолитовыми швами.

Мощность свиты достигает 250 м.

В отложениях свиты обнаружены *Nebecularites uniformis* Z. Zhur., *Astrosphaeroides forma* № 1 Reitl. *Vermiculiles anfractus* Z. Zhur., *Glebosiles gentilis* Z. Zhur., *Osagia grandis* Z. Zhur. [22].

ВЕНД–НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

Отложения венда–нижнего кембрия сплошным чехлом перекрывают древние отложения, слагающие территорию листа. Они представлены порохтахской серией в Олёкмо-Мархинской СФЗ и юдомской серией – в Амгинской СФЗ. Фациальная граница между структурно-формационными зонами установлена по линии, определенной решением МСК (1981 г.) (рис. 10) и зафиксированной при составлении ГК-1000/2 по р. Хангас-Сыслысырдах.

Порохтахская серия (*V–C₁pr*) прослеживается в Олёкмо-Мархинской СФЗ. Серия названа по г. Порохта, где находится стратотип серии (правый берег р. Олёкма, ниже пос. Дикимдя, лист О-51-IX). Выделена А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевым в 1942 г. [123].

Отложения серии залегают трансгрессивно с угловым и стратиграфическим несогласием на верхнерифейских отложениях и на архейском фундаменте и в свою очередь согласно перекрывается юедейской свитой.

В стратотипе в нижней части разреза свиты (35–40 м) преобладают гравелиты, песчаники с прослоями доломитов песчанистых, глинистых, глауконитсодержащих. В северных районах в нижней части разреза свиты установлены красноцветные песчаники и битуминозные доломиты (10 м), иногда кавернозные (с гипсом, серой и кальцитом в кавернах). Выше (70 м) залегают доломиты известковистые, иногда глинистые с прослоями мергелей. Далее вверх по разрезу (53 м) преобладают доломиты, в которых обнаружены отпечатки ходов ископаемых червей. Завершают разрез (70–80 м) доломиты и известковистые доломиты, иногда водорослевые, гипсоносные с линзами мергелей, количество которых возрастает вверх по разрезу. На отдельных участках в разрезе верхней части свиты много карбонатных брекчий [22].

В отложениях свиты Л. И. Нарожных обнаружены: *Vermiculites tortuosus* Reitl., *V. irregularis* (Reitl.) Z. Zhur., *Vesicularites lobatus* Reil., *V. bothrydiiformis* (Красноп.) Reitl., *V. flexuosus* Reitl., *Osagia irregularis* (Государственная..., 1998).

Общая мощность свиты – 190–280 м.

Юдомская серия (*V–C₁jd*) выделена В. Н. Махаевым в 1939 г. в приустьевой части р. Юдома, притока р. Мая (лист О-52-VI) [123]. Отложения серии расположены в Амгинской СФЗ и на Ыллымахской, Хатыминской и Чугинской подзонах Алданского щита.

Отложения юдомской серии с несогласием залегают на породах докембрийского фундамента и согласно перекрываются осадочными породами пестроцветной свиты.

Отложения серии залегают почти горизонтально (с падением на север под углами $30'-1^\circ$), в приразломных зонах углы падения пород увеличиваются до $10-20^\circ$.

Нижняя граница серии повсеместно фиксируется базальным горизонтом серых доломитов с линзовидными прослоями песчанистых доломитов, реже кварцевыми песчаниками, гравелитами и галечниковыми конгломератами. Мощность терригенных прослоев колеблется от 5–10 см до 5–9 м, а мощность всего базального горизонта, содержащего такие прослои, составляет 1–15 м.

Выше по разрезу залегают монотонная толща (мощностью до 200 м) разнозернистых серых доломитов, часто битуминозных, с прослоями оолитоподобных микрофитолитовых, реже глинистых и известковых, в т. ч. строматолитовых разностей.

Верхняя часть серии (до 90 м) представлена переслаиванием глинистых светло-серых тонкозернистых доломитов, слабоглинистых коричневатосерых, серо-зеленых слоистых доломитов и зеленоватосерых и серо-зеленых мергелей.

Кремнистые породы в разрезе юдомской серии приурочены в основном к его нижней и средней частям и встречаются в форме кремнистых стяжений или оолитовых кремнистых доломитов. Форма кремнистых включений овальная до 2–4 см в поперечнике. В верхней и средней частях разреза серии появляются конгломератовидные доломиты, свидетельствующие о местных размывах [144].

Мощность серии варьирует в различных районах от 130 до 360 м.

Разрез серии беден органическими остатками – это главным образом микрофитолиты, реже микрофоссилии и строматолиты плохой сохранности. Возраст большего (нижнего) объема серии устанавливается как вендский на основании характерного комплекса микрофитолитов: *Nubecularites antis* Z. Zhur., *N. catagraphus* Reitl., *N. punctatus* Reitl., *N. sp.*, *N. parvus* Z. Zhur., *Vesicularites simplicis* Yakschin, *V. lobatus* Reitl., *V. celluleus* Yakschin, *V. reticulatus* Nar., *V. ex gr. bothrydioformis* (Krasn.), *V. sp.*, *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Z. Zhur., *V. sp.*, *Glebosites glebosites* Reitl., *G. ex gr. glebosites* Reitl., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *V. ex gr. irregularis* Reitl., *Medullarites lineolatus* Nar., *M. sp.*, *Radiosus ovalis* Nar., *Osagia sp.*, *Leiosphaeridia minor* Schep., *Synaphaeridium sp.*, *Shanganella jacutica* Kolosov. Возраст самой верхней части свиты (мощностью не менее 17 м) установлен как раннекембрийский на основании находок скелетной микрофауны в обнажении правого берега р. Алдан выше устья руч. Далкит [26].

Возраст нижней части юдомской серии по глауконитам – 656–620 млн лет, а верхней – 580 млн лет [18].

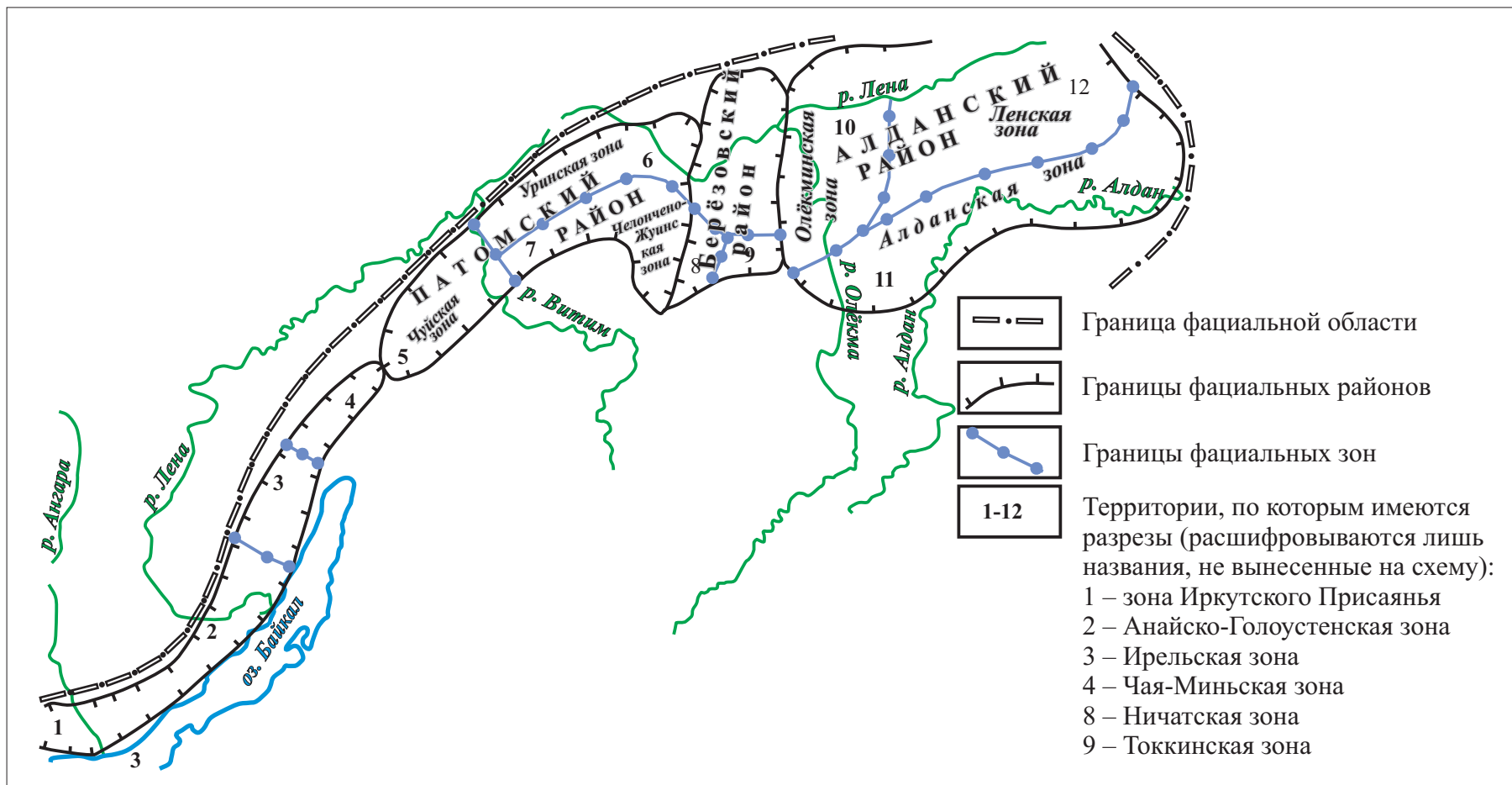


Рис. 10. Схема районирования южной (Байкало-Патомской) части Сибирской платформы. Утверждено МСК 4 июня 1981 г.

ФАНЕРОЗОЙ

ПАЛЕОЗОЙ

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские отложения приурочены к северной части листа и совместно с венд-кембрийскими осадками формируют Среднененскую моноклизу.

Юедейская свита ($\text{Є}_{1\text{jud}}$) выделена А. А. Арсеньевым и Е. А. Нецаевой в 1942 г. в устье руч. Юедей, левого притока р. Олёкма, лист О-51-IX [122]. Отложения серии распространены в границах Олёкмо-Мархинской СФЗ.

Отложения юедейской свиты согласно залегают на отложениях порохтахской свиты и перекрываются породами эльганской свиты.

Отложения представлены пестроцветными (розовато-серыми до ярко-красных) мергелями, глинами с прослоями доломитов глинистых. В кровле свиты отмечены доломиты, в т. ч. доломиты водорослевые, с остатками трилобитов толбачанского горизонта верхней части атдабанского яруса [23]. В породах юедейской свиты найдены археоциаты *Robustocyathys* cf. *novas* Zhur., *Aldanocyathus* sp., хиолиты и гастроподы [22].

Мощность свиты – от 150–180 м, увеличивается к западу, достигая на территории листа О-50 460 м.

Пестроцветная свита ($\text{Є}_{1\text{ps}}$) выделена И. П. Атласовым в 1935 г. Стратотипическая местность расположена в среднем течении р. Лена на участке между устьями рек Туолба и Синяя [123].

Отложения пестроцветной свиты без видимого несогласия, а иногда с постепенным переходом перекрывают отложения юдомской серии, выходя на дневную поверхность на одних с ней участках. Критериями для проведения границы между свитами служат различия в составе пород, их окраске, текстуре и структуре. Характерной особенностью свиты является частое переслаивание кирпично-красных, вишнево-красных, коричневых, редко желто-зеленых мергелей с множеством маломощных (от 2–10 см до 1–2 м) прослоев разнообразной окраски глинистых и сильно глинистых доломитов, составляющих до 35–40 % состава свиты. Состав отложений пестроцветной свиты довольно однообразен и выдержан как по простираанию, так и по мощности.

Нижняя часть свиты (35–55 м) – доломиты, часто глинистые, с переменным количеством мергелей и линзами водорослевых доломитов. По всему разрезу фауна: *Archacolyntus polaris* Vologd, *Batchathocyathus* sp., *Cambrocyathellus tshuronicus* Vologd, *Prolopharetra* sp., *Batchathocyathus tunicatus* Zhur., *Diclyocyathus transtucidus* Zut., *Nochorocyathus* sp., *Rodustocyathus* sp., *Ajacicyathus* sp., *Cryploparycyathus junicanensis* Zhur. и водоросли *Renalcis* sp., *Epiphytion* sp.

Верхняя часть (60–95 м) – переслаивание глинистых доломитов и мергелей. Иногда внизу слой оолитоподобных доломитов (35–75 м). В нижней половине разреза этой части зоопроблематики *Anabarites trisulcatus* Miss., *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Aldanella* cf. *Patelliforma* Bokova.

В разрезе свиты около горы Томмот Л. Н. Малковым собрана фауна *Monocyathus polaris* (Vol.), *Cambrocyathellus tschuranicus* Zhur., *Protophoretia* sp., *Bachatocyathus tunicarum* Zhur., *Dictyocyathus translucidus* Zhur., *Robustocyathus* sp., *Aldanocyathus* sp., *Cryptaporocyathus junicanensis* Zhur. [22].

Возраст свиты принимается соответствующим томмотскому ярусу по найденной руководящей фауне в отложениях свиты.

Мощность свиты 100–130 м.

Эльгянская свита (Є₁el) выделена А. К. Бобровым в 1948 г. в районе устья р. Эльгян, левого притока р. Олёкма, лист О-51-VI [123]. Отложения свиты приурочены к Олёкмо-Мархинской СФЗ.

Породы эльганской свиты согласно перекрывают отложения юедейской свиты и без видимого перерыва перекрываются породами толбачанской свиты. Мощность свиты – 25–55 м.

Свита состоит из известняков и доломитов, иногда водорослевых, битуминозных, кремнистых. Отмечаются линзы граувакк с амфибол-ставролит-кианит-рутил-турмалин-ильменитовой ассоциацией аксессуарных минералов.

На р. Олёкма в породах эльганской свиты найдены остатки трилобитов: в низах свиты – *Elganellus probus* Suv., *Malykania* sp.; в ее верхних частях – *Malykania gribovae* Suv., *M. grandis* Suv. Остатки отвечают эльганскому горизонту атдабанского яруса.

Тумулдурская свита (Є₁tm) выделена З. Г. Ушаковой, Ю. К. Дзевановским в 1950 г. Стратотипическая местность находится на левобережье р. Алдан между устьями рек Улахан-Сулугур и Юнгюэле (листы О-52-XI, -XVII) [123]. Отложения свиты закартографированы в Амгинской СФЗ и на Алданском щите.

Отложения тумулдурской свиты с размывом залегают на отложениях пестроцветной свиты.

В составе свиты преобладают ритмично чередующиеся пласты массивных органогенных доломитов и менее мощные пласты и пачки глинистых доломитов с прослоями мергелей.

Атдабанский возраст свиты принят на основании находок ископаемых остатков: трилобиты *Elganellus acceptus* Suv., *Elganellus probus* Suv., *Elganellus pensus* Suv., *Malykania* sp., *Malykania gribovae* Suv (Государственная... О-51-XVIII..., 2001), ханцеллорииды *Zhurinia* cf. *plana* Miss., скелетные проблематики *Mobergella* cf. *radiolata* Miss, хиолительминты *Torelrella* cf. *diconvexa* Miss., *Torelrella* sp. и *Torelrella lentiformis* (Sys.), а также стратиграфического положения между пестроцветной и унгелинской свитами [27].

Мощность свиты достигает 220 м.

Толбачанская свита (Є₁tl) выделена А. К. Бобровым в 1954 г. по р. Толбачан – правому притоку р. Лена [123], отложения свиты распространены в Олёкмо-Мархинской СФЗ.

Породы толбачанской свиты без видимого перерыва залегают на породах эльганской свиты того же возраста и согласно перекрываются отложениями олёкминской свиты.

Свита сложена доломитами, известняками, в т. ч. водорослевыми, кремненными, глинистыми и обломочными с прослоями глинистых доломитов,

мергелей, иногда битуминозных доломитов и гипсов, появление которых (слои до 3 м) сопровождается пиритизацией карбонатных пород [22].

В породах толбачанской свиты обнаружены остатки трилобитов и брахиопод *Bulaiaspis vologdini* Lerm., *B. peleduca* Rep., *B. prima* Lerm., *Kutorgina lenaica* sp. [22].

Мощность свиты – 200–250 м.

Унгелинская свита (Є₁un) имеет стратотипическую местность на левобережье р. Алдан в 10 км ниже устья р. Юнгюэле (лист О-52-ХІ), выделена И. П. Бузиковым в 1950 г. [123]. Выходы пород свиты расположены в Амгинской СФЗ и на Ыллымахской площади Алданского щита.

Отложения унгелинской свиты согласно залегают на одновозрастной тумулдурской свите и перекрываются осадочными породами нижней юры [27].

В разрезе свиты можно выделить три пачки.

Нижняя пачка сложена серыми доломитами с незначительной примесью глинистого материала. В основании пачки установлен слой красно-бурых глинистых доломитов и мергелей мощностью 1–10 м, по подошве которого и проводится нижняя граница свиты.

Средняя пачка характеризуется переслаиванием пестроцветных (красно-бурых, зеленовато-серых) глинистых доломитов, мергелей и серых доломитов.

Верхняя пачка сложена доломитами, часто известковистыми, желтовато-серых тонов окраски. Для нее характерны маломощные прослои пестроокрашенных глинистых доломитов и мергелей, а также светло-серых, часто строматолитовых известняков.

Возраст унгелинской свиты определен на основании ее положения в разрезе между фаунистически охарактеризованными тумулдурской (снизу) и олёмминской (сверху) свитами и на основании находок руководящей фауны – трилобиты *Bulaiaspis vologdini* Lermontova, *Bulaiaspis prima* Lermontova, *Bulaiaspis* sp., характерных для атдабанского яруса нижнего кембрия.

Мощность свиты – 110–160 м.

Объединенные отложения пестроцветной, тумулдурской и унгелинской свит (Є₁ps÷un) имеют ограниченное распространение в Ыллымахской подзоне Алданского щита, согласно залегают на отложениях юдомской серии и с несогласием перекрываются осадочными породами нижней юры.

Отложения пестроцветной свиты представлены в нижней части разреза (40–55 м) доломитами, иногда водорослевыми с прослоями зеленовато-серых глинистых доломитов. На востоке подзоны нижняя часть (70–80 м) состоит из тонкого переслаивания пестроцветных глинистых доломитов, мергелей (в слое до 60 м) и доломитов с остатками *Cambiotubulus ducurualus* Miss., *Chancellonia fragilis* Vass., *Archias terella pentactina* Sdzuy. Верхняя часть разреза свиты (до 100 м) представлена переслаиванием пестроцветных доломитов, часто глинистых, с мергелями, содержащих *Anabarites trisulcatus* Miss., *Cambiotubulus decurvatus* Miss., *Abdanella* cf. *patelliforma* Bokova [22].

Отложения тумулдурской свиты (75–120 м) согласно залегают на отложениях пестроцветной свиты и представлены доломитами и известковистыми доломитами, иногда битуминозными, с прослоями известняков и строматолитов.

товых доломитов. Строматолиты представлены разновидностями: *Collenia* cf. *omachtensis* Nuzh., *Collenia* sp. indet., *Collenia* cf., *Bunatica* Nasi., трилобиты: *Ellganellus asseptus* Suv., *Ellganellus elegans* Suv., *Ellganellus* sp., *Bigatina malikanica* Suv. [22].

Выше по разрезу согласно залегают отложения унгелинской свиты. Нижняя часть разреза свиты (60–75 м) представлена переслаиванием доломитов, иногда оолитоподобных, известковистых, строматолитовых и пестроокрашенных глинистых мергелей; в верхней части разреза (35–50 м) преобладают доломиты, в т. ч. известковистые с прослоями глинистых доломитов, мергелей, строматолитовых доломитов, известняков [22].

Общая мощность объединенных отложений достигает 390–510 м.

Олёкминская свита (Є_{10l}) выделена А. А. Арсеньевым, Е. А. Нечаевой в 1942 г., стратотипическая местность находится за пределами территории листа – в районе устья р. Олёкма [123]. Отложения свиты картографируются в пределах Олёкмо-Мархинской СФЗ.

Породы олёкминской свиты залегают согласно на отложениях толбачанской свиты и представлены известняками коричневатого и розовато-серого цвета, иногда оолитовых, реже водорослевых, пятнистых, с прослоями доломитов известковистых, карбонатных брекчий, доломитов органогенно-обломочных. Отмечены маломощные прослои ангидритсодержащих доломитов, а также доломитов с включениями каменной соли. В низах разреза установлены прослои пиритиносных доломитов [22].

Породы свиты содержат многочисленные остатки трилобитов *Bathyriscellus robustus* Lerm., *Tungusella manica* Rep. и брахиопод *Kutorgina* sp., *Kutorgina* cf. *lenaica* Lerm., собранных в нижней и средней частях свиты. В средней части свиты собраны также трилобиты *Binodaspis* sp., *Bergeroniaspis divergens* Lerm., *Bathyriscellus* sp. и хиолиты *Tcharaetheca filatovi* Sys. Этот комплекс органических остатков и стратиграфическое положение свиты указывают на ее принадлежность к ботомскому ярусу [27].

Мощность свиты возрастает с востока на запад и составляет 100–120 м.

Чарская и ичерская свиты нерасчлененные (Є₁₋₂ч_{1-1с}) выделены на северо-западе листа в пределах Олёкмо-Мархинской СФЗ и на карте показаны как нерасчлененные.

Чарская свита выделена А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой в 1942 г. по р. Чара на территории листа Р-50-XXXIII, а ичерская свита – А. К. Бобровым в 1962 г. со стратотипом на левом берегу р. Лена, ниже устья Ичеры, лист О-49-XIV [122].

Контакт свит между собой и с подстилающими породами согласный. В подошве залегают пачка карбонатных брекчий мощностью 20–25 м. На породах чарской и ичерской свит несогласно залегают отложения верхоленской и илгинской свит.

Эти отложения представлены известняками, доломитами и карбонатными брекчиями, содержащими пласты солей и ангидритов.

В бассейне р. Бол. Патома за пределами площади листа в верхней части разреза чарской свиты найдены трилобиты *Pseudoeteraspis* sp., а в бассейне Олёкмы и Чары – *Namanoia namakensis* Lerm., *N. eveiasica* Suv., брахиоподы *Kutorgina lenaica* Lerm., *K. panciornata* Lerm. [22].

Мощность нерасчлененных отложений чарской и ичерской свит составляет 180–270 м и увеличивается в центральных частях Берёзовского прогиба до 353–430 м.

Метегерская свита (\mathcal{C}_2mt) выделена Д. К. Горнштейном, Ю. С. Нахабцевым в 1961 г. на левом берегу р. Лена, ниже пос. Солянка, гора Метегер (лист О-49-V) [122]. Отложения свиты расположены на северо-западе листа в пределах Олёкмо-Мархинской СФЗ.

Свита сложена желтовато-серыми и серыми доломитами и известняками, часто окремненными и водорослевыми. В верхах разреза свиты установлены прослои мергелей, глинистых доломитов и алевролитов бордово-красных, розовато-серых, серовато-зеленых. Отмечены также линзы известняков брекчиевидных и доломитов черных, содержащих битумы [23].

Возраст свиты определяется по залеганию между фаунистически охарактеризованными породами чарской свиты и пестроцветными отложениями, имеющими средне- позднекембрийский возраст.

Мощность свиты – от 20 до 120 м.

Верхоленская и илгинская свиты нерасчлененные ($\mathcal{C}_{2-3}vl-il$). Верхоленская свита выделена В. А. Обручевым в 1892 г. в ранге яруса в верхнем течении р. Лена. Переведена в ранг свиты В. Ю. Черкасовым в 1926 г. Стратотип – береговые обнажения по р. Лена от с. Качуг вниз по течению. Илгинская свита выделена А. И. Скрипиным в 1960 г. по р. Илга – левому притоку р. Лена в ее верхнем течении [23].

Породы верхоленской и илгинской свит распространены в Олёкмо-Мархинской СФЗ, они несогласно залегают на породах метегерской, чарской и ичерской свит.

В подошве отложений верхоленской и илгинской свит часто отмечается пласт кварцевых песчаников мощностью 0,6 м, иногда со слоями карбонатно-кремнистых брекчий. Выше разрез свит можно условно разделить на три части. Нижняя (не менее 40 м) – мергели, алевролиты красноцветные, доломиты, иногда с прослоями гипса и ангидрита. Средняя (более 90 м) – мергели и глины с прослоями доломитов, известняков, песчаных известняков (иногда меденосных) и гипсов (пласты до 7 м). Верхняя (до 50 м) – доломиты, часто водорослевые с красно-бурыми мергелями и прослоями кварцевых песчаников и алевролитов [22]. Общая мощность отложений составляет 100–170 м.

Возраст нерасчлененных отложений верхоленской и илгинской свит определяется их положением в разрезе, корреляцией с фаунистически охарактеризованной илгинской свитой верхнего кембрия соседних фациальных зон, а также отдаленной корреляцией с фаунистически охарактеризованной малыкайской свитой майского яруса среднего кембрия [23].

МЕЗОЗОЙ

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения выполняют угленосные тектонические впадины на юге территории листа. На севере они представлены в виде эрозионных останцов преимущественно в Верхнеамгинском и Центрально-Алданском районах.

Укугутская свита (*Juk*) выделена А. А. Арсеньевым и В. А. Ивановой в 1954 г. на р. Укугут, среднем течении р. Вилюй [122]. Два останца отложений укугутской свиты расположены на северо-западе листа в Вилюйской СФЗ.

Отложения свиты трансгрессивно с угловым несогласием залегают на палеозойских отложениях. В основании свиты развиты слаболитифицированные конгломераты валунно-галечные (6–15 м). Галечный материал имеет хорошую и среднюю окатанность и представлен в основном кварцем, кварцитами, известняками, доломитами и песчаниками. Выше разрез слагают пески слюдистые желтовато-серые с линзами конгломератов и песчаников слюдистых (до 8–10 м), с тонкими прослоями алевролитов и глин (до 0,5 м) с редкой рассеянной галькой. Цемент в конгломератах песчанистый разнозернистый, участками железистый или карбонатный. Цемент песчаников глинистый, глинисто-железистый, глинисто-известковистый. Мощность свиты – около 90 м.

Возраст свиты определяется по находкам (на смежных территориях) пресноводной фауны из родов *Unio*, *Sibiriconcha* и др. и по залеганию на ней отложений с фауной и флорой позднего плинсбаха [23].

Юхтинская свита (*Jjuh*) выделена Н. В. Фроловой в 1944 г. на Кабактинском месторождении каменного угля в 12–18 км к западу от пос. Чульман в бассейне руч. Юхта, лист О-51-XXIX [123].

Отложения свиты широко распространены вдоль северной и восточной окраин Чульманского и сопряженных прогибов, занимая до половины их площади. Они несогласно залегают на венд-нижнекембрийских карбонатных отложениях или архейских кристаллических образованиях и согласно перекрываются более молодыми отложениями дурайской свиты.

Состав свиты песчаниковый. В основании юхтинской свиты залегает пласт конгломератов невыдержанной мощности. Выше базальных конгломератов залегает 70–100-метровая пачка разнозернистых неотсортированных песчаников с маломощными прослоями и линзами гравелитов. Выше залегает алевроито-песчаниковая пачка мощностью до 90 м. В основном она сложена средне- мелкозернистыми крапчатыми песчаниками. Среди них встречаются прослои тонкозернистых песчаников мощностью в десятки сантиметров.

Выше по разрезу лежит песчаниковая толща мощностью до 120 м. Она представлена преимущественно мелкозернистыми песчаниками, в разной степени насыщенными алевроитовым или среднезернистым песчаным материалом. Песчаники как крапчатые, так и лишенные этого характерного для отложений юхтинской свиты литологического признака. В разрезе песчаниковой толщи широко развиты тонкозернистые породы, в которых содержатся тонкие прослои углистых алевролитов, аргиллитов, иногда углей.

Венчает разрез свиты пачка мощностью до 20 м, по кровле которой проводится граница с дурайской свитой. Эта пачка прослеживается повсеместно и представлена алевролито-песчаниками, песчаниками алевроитовыми и алевролитами характерного буро-серого цвета, однородными, реже неяснослоистыми, с тонкоплитчатой отдельностью.

По условиям накопления отложения юхтинской свиты относятся к пролювиальным (преимущественно нижние горизонты), аллювиальным (преобла-

дают) и дельтовым образованиям при незначительном развитии озерных и болотных (содержание последних возрастает в верхних частях разреза свиты).

Одной из основных отличительных особенностей пород юхтинской свиты является исключительно высокое содержание в них аутигенных железистых минералов – пирита и сидерита.

В нижней части разреза юхтинской свиты широко проявлены процессы щелочного метасоматоза, выразившиеся в образовании пород с калишпатовым цементом. Мощность зоны калишпатизации в Чульманской впадине составляет 100–120 м.

Конгломераты (до 0,7 %) серовато-бурые, светло-серые или серые мелко- и среднегалечные полимиктовые, хорошо сцементированные. Галька хорошоокатанная среднесортированная, слагает 30–40 % объема породы. В составе гальки преобладает кварц, реже – доломиты, кварциты, ограниченно встречаются различные архейские гнейсы, граниты, микросланцы. Заполняющий материал – разнородный крапчатый песчаник с кварц-калишпатовым или кварцевым регенерационным цементом.

Гравелиты встречаются по всему разрезу свиты (до 1,5 %) среди конгломератов и песчаников в виде прослоев и линз. Гравелиты обычно крапчатые, светло-серые массивные. Размер зерен – 2–5 мм, иногда более. Обломочный материал полуокатанный и плохосортированный, постоянно отмечается большая примесь песчаного материала, встречается мелкая кварцевая галька. Состав обломочного материала: кварц – 30 %, микроклин – 40–50 %, иногда кремнистые породы, кислые эффузивы, алевролиты.

Песчаники играют главную роль в составе юхтинской свиты (87 %). Они имеют светлые тона окраски: белые, светло-серые, желтовато-серые, буроватые, в верхах разреза темнеют за счет примеси аттрита. Включают все гранулометрические разности, обломочный материал в них несортированный или плохосортированный, зерна угловатые или полуокатанные. По составу они преимущественно аркозовые (кварца – 30–35 %, плагиоклаза – 45 %, калиевого полевого шпата – 15 %, слюды – 3–5 %). Содержание обломков пород – 2–3 %. В их составе отмечаются кварциты, кремнистые породы, микропегматиты, кислые эффузивы.

Алевролиты распространены незначительно, составляя около 10 % разреза. Они серые и темно-серые, буровато-серые, бурые, углистые разности – черные. В алевролитах часто присутствует значительная примесь глинистого и углистого материала.

Местами в средней и верхней частях разреза свиты отмечаются прослои и линзы углей нерабочей мощности. Угли каменные серовато-черные, почти целиком состоят из бесструктурного гелифицированного органического вещества, тонко перемешанного с минеральными примесями.

Свита представляет собой выдержанный осадочный ритм мощностью 250–400 м, включающий в себя более мелкие ритмы.

Отложения юхтинской свиты очень бедны отпечатками растений хорошей сохранности. В юхтинской свите найдены характерные для T₃–J₁ *Annulariopsis* sp., *Neocalamites* sp., *Phlebopteris* ex gr. *polypodioides*, *Todites princeps* (Presl) Goth. Сочетание этих форм со средне-позднеюрскими *Coniopteris* и

Raphaelia diamensis определяет ее возраст как конец ранней юры (Государственная... О-51-XXVIII..., 2002).

Дурайская свита (*J₂dr*) выделена Н. В. Фроловой в 1944 г. на Кабактинском месторождении каменного угля в бассейне руч. Дурай, правого притока р. Унгра (лист О-51-XXIX) [123].

Отложения дурайской свиты в Южно-Алданской СФЗ выходят южнее юхтинской, площадь ее выходов протягивается от Ханинского грабена до восточной кромки листа. В Чаро-Алданской СФЗ ее отложения слагают вершины гор на водорозделе рек Селигдар, Томмот, Ыллымах.

Породы дурайской свиты согласно (со слабым размывом) залегают на юхтинской и отличаются от нее мелко- и тонкозернистым составом и характерным темно-серым обликом преобладающих разностей пород, обусловленным высокой примесью углистого вещества [123].

В составе свиты преобладают мелко- и тонкозернистые песчаники и алевролиты. Подчиненное распространение имеют крупнозернистые песчаники и гравелиты, редко встречаются конгломераты. Роль тонкозернистых пород увеличивается вверх по разрезу, в этом же направлении возрастает и угленосность свиты. Мощность свиты в западной части Чульманской впадины достигает 570 м. Она включает в себя два крупных ритма мощностью 260 м (нижний) и 310 м (верхний), которые при крупномасштабных работах принимаются в качестве подсвит. Граница между ними не очень четкая, что затрудняет расчленение и картирование свиты в полевых условиях.

Нижняя подсвита сложена пачками песчаников и алевролитов и маломощными угольными пластами. Базальный горизонт свиты обычно имеет небольшую мощность и представлен разнозернистыми гравелитистыми песчаниками, в бассейне рек Дурай и Бол. Хатыми в базальной части имеются гальки эффузивов кислого и среднего составов. Вверх по разрезу грубообломочные породы сменяются переслаиванием песчаников средне- и мелкозернистых. Мощность пачки переслаивания не превышает 120 м. В верхней части пачка обогащена прослоями глинисто-алевритовых пород. Выше залегают 140-метровый горизонт, сложенный пачками мелкозернистых песчаников и алевролитов с прослоями углей. Угленосность толщи увеличивается вверх по разрезу и верхняя 70-метровая пачка включает невыдержанные, расщепляющиеся угольные пласты, которые местами достигают мощности 0,7 м. Угольный пласт *D₅* венчает разрез нижней подсвиты дурайской свиты.

Верхняя подсвита представляет собой частое переслаивание серых и темно-серых тонко-, мелко- и, реже, среднезернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей. Начинается разрез верхней подсвиты с мощной (до 80 м) пачки песчаников мелкозернистых, внизу иногда переходящих в среднезернистые. Самая верхняя часть разреза свиты мощностью около 120 м представлена частым переслаиванием песчаников тонко- и мелкозернистых и тонкозернистых пород, с пластами и прослоями угля. Характерна малая мощность чередующихся слоев и высокая угленосность этой части разреза. В песчаниках верхней подсвиты отмечен пирокластический материал (остроугольные обломки кварца, полевого шпата, хлоритизированного стекла) в количестве от отдельных обломков до 10 %, размер частиц – 0,1–0,5 мм.

Зернистость пород дурайской свиты уменьшается в восточном направлении. Отложения свиты характеризуются сравнительно хорошей сортировкой и окатанностью обломочного материала, повышенной известковистостью пород, обилием в них растительного детрита и высокой угленосностью. В межугольных слоях встречаются пепловые прослои, а в углях – остроугольные обломки лав и туфов. В нижних частях разреза отмечается повышенное содержание пирита в виде выделений овальной или округлой формы размером до нескольких сантиметров. В верхней части разреза свиты широко развиты сидеритовые (глинисто-сидеритовые) конкреции, приуроченные к горизонтam, вмещающим угольные пласты.

По совокупности генетических признаков отложения дурайской свиты относятся в основном к бассейновым (пресноводно-озерным) фациям с преобладанием фаций подвижного и малоподвижного мелководья, с которыми переходами тесно связаны болотные фации. Аллювиальные отложения распространены незначительно и встречаются главным образом в нижних частях разреза свиты.

В разрезе свиты в долине р. Окурдан встречена пачка (8 м), включающая лавы дацитовых флюидопорфиров и пронизанная многочисленными кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками.

Всего в разрезе свиты отмечается 89 пластов и пропластков углей с мощностями от 0,1 до 6,9 м, из них наиболее выдержаны мощные пласты Д₁₁, Д₁₅ и Д₁₉. Общее содержание углей в составе свиты – 3 %. Угли каменные, гумолитовой группы, подкласса гелитов, черные (иногда с серым оттенком), блестящие, полублестящие, полуматовые или матовые, однородные или линзовидно-полосчатые, реже – штриховатые, со стекляннм, редко – с жирным смоляным блеском; излом угловатый, неправильный или плоскораковистый; отдельность призматическая; угли хрупкие. Органическая часть углей почти целиком состоит из гелифицированного вещества (84–100 %).

В результате детальных палеоботанических исследований, проводившихся в основном в Чульманской впадине, было установлено, что главная роль в комплексе дурайской флоры принадлежит среднеюрским папоротникам, однако со значительной примесью позднеюрских форм. Отмечается большое разнообразие видового состава папоротников родов *Coniopteris*, *Cladophlebis*, *Raphaelia*, обилие чекановских, гинкговых и почти полное отсутствие хвойных. В западной части Чульманской впадины были определены *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brong. (наиболее частый вид в средней юре), *C. whitbiensis* (Brong.) var. *punctata* Brick., *C. spectabilis* (Heer) Font., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Ph. speciosa* Heer, *Ginkgo sibirica* Heer, *G. flabellata* Heer, *Elatides brandtiana* Heer, *Leptostrobus laxiflora* Heer, *Desmiophyllum* sp., *Czekanowskia rigida* Heer.

Находки ископаемой флоры указывают на среднеюрский возраст свиты. Кроме того, в обнажении Гыннахын–Ухольдякын (правый берег р. Унгра, выше устья р. Синсирик) в нижней подсвите дурайской свиты обнаружены остатки ископаемой фауны, представленной мелкими пресноводными пелециподами *Ferganoconcha (Tutuella)jeniseica* (Tschern) Martins, *F. cf. subcentralis* Tschern., *Ferganoconcha* sp., свидетельствующими о среднеюрском (байосском) возрасте отложений [28].

Томмотский вулканический комплекс лейцитит-щелочнотрахитовый. В комплекс объединены томмотская свита ($J_2\text{-}3tm$) и комагматичные субвулканические и гипабиссальные образования ($tvJ_2\text{-}3tm$), наблюдающиеся в Томмотском, Ыллымахском, Джекондинском, Якокутском вулканоплутонах Центрально-Алданской площади Чаро-Алданской СФЗ. В Джангылахском массиве на Верхней Амге вулканиды встречаются только в виде небольших метаморфизованных реликтов.

После обоснования С. М. Кравченко (1959 г.) вулканогенной природы части пород Томмотского массива аналогичные вулканиды были выявлены и в других крупных мезозойских массивах Центрально-Алданской площади. Е. П. Миронюк (1974 г.) предложил выделить их в томмотскую свиту. Хотя до сих пор неизвестен полный объем этого стратона [123].

Залегание пород в кальдерах главным образом центриклинальное с углами падения $10\text{--}15^\circ$, на отдельных участках – субгоризонтальное. Вблизи границ кальдер, а также контактов экструзивных и жерловых фаций угол падения увеличивается до $40\text{--}60^\circ$. Первичное залегание вулканогенных образований нарушается также вблизи контактов более поздних субвулканических и гипабиссальных интрузий.

В каждой кальдере породы свиты обладают определенной спецификой состава. В Якокутской кальдере они представлены псевдолейцитит-фонолитовой ассоциацией, в Томмотской и Джекондинской – щелочнотрахитовой, в Ыллымахской – псевдолейцитит-фонолитовой и щелочнотрахитовой. Только в Ыллымахской кальдере наблюдается налегание щелочнотрахитовых вулканидов на псевдолейцитит-фонолитовые.

Пирокласты и кластолавы щелочнотрахитовой части вулканогенной толщи при этом содержат в изобилии обломки псевдолейцититов и эпилейцитовых фонолитов, что наблюдается и в Томмотской кальдере. В соответствии с этим томмотская свита расчленяется на две подсвиты – нижнюю псевдолейцитит-фонолитовую и верхнюю – щелочнотрахитовую.

Нижняя подсвита наиболее полно представлена в Якокутской кальдере, где она сложена переслаивающимися лавами, туфолавами, туфами и игнимбритами эпи- и псевдолейцитовых фонолитов, псевдолейцититов. Псевдолейцитовые фонолиты приурочены к верхней части подсвиты, а псевдолейцититы тяготеют к нижней. В нижней части встречаются также туфы и лавы мелалейцититов и псевдолейцитовых пикритов. Наблюдаемая мощность нижней подсвиты оценена весьма приблизительно в 600 м.

Пирокластические образования представлены туфами, туфобрекчиями, туфолавами, лавобрекчиями, игнимбритами вышеописанных пород с преобладанием туфолав и игнимбритов.

В связи с воздействием последующих интрузий для образований нижней подсвиты в Якокутской кальдере характерны наибольшие вторичные изменения, выражающиеся в биотитизации и лимонитизации, реже кальцитизации и хлоритизации.

Верхняя подсвита сложена главным образом туфами, туфолавами и игнимбритами, в меньшей степени лавами щелочных трахитов и мелатрахитов, в том числе эпилейцитовых (Томмотская кальдера) и анальцимовых (Джекондинская и Ыллымахская кальдеры). Менее распространены ортоклазовые

и эпидейцитовые базальтоиды. Мощность видимой части подсвиты в Томмотской кальдере может быть ориентировочно оценена в 300–350 м, а в Джекондинской – в 600 м. Пирокластические образования представлены туфами, туфобрекчиями, туфолавами, игнимбритами, лавобрекчиями щелочных трахитов [27].

Томмотская свита является ярким представителем вулканизма средиземноморского типа – высококалиевого щелочного, миаскитового. Содержание калия в разных палеовулканах очень изменчиво. Отличительными геохимическими признаками являются низкое содержание титана, циркония, ниобия, тантала и высокое содержание бария и свинца [22].

Возраст вулканогенных пород томмотской свиты определен на основании косвенных признаков. Породы верхней подсвиты содержат в обломках песчаники и аргиллиты, аналогичные таковым из юхтинской и дурайской свит (ранняя–средняя юра). Метаморфизованные реликты последних наблюдаются в тектонических клиньях по периферии кальдер. Абсолютный возраст туфа щелочных трахитов из краевой части Томмотской кальдеры, полученный К-Аг методом, составляет $160 \pm 1,5$ млн лет [27].

Субвулканические образования (tvJ_{2-3t}) образуют нейки, дайки и силлы фонолитов, щелочных трахитов, псевдолейцититов, калиевых щелочных пикритов внутри и по периферии кальдер. Комагматичные вулканикам гипабиссальные и субвулканические образования вне кальдер в Центрально-Алданском районе наиболее объемно представлены в Верхнеякутской впадине. Их ареал в виде силлов, даек, отдельных набольших некков прослеживается от Якокутской кальдеры на юг и юго-восток до южных и юго-восточной окраин впадины. Рассматриваемые образования во впадине прорывают нижне-среднеюрские отложения. Преобладающими среди них по составу являются калиевые пикритоиды и базальтоиды и их полнокристаллические аналоги. Это единая серия ультракалиевых и высокомагнезиальных пород, представленная флогопитсодержащими псевдолейцититами и мелапсевдолейцититами, а также псевдолейцититовыми шонкинит-порфирами. К-Аг возраст гипабиссальных аналогов вулкаников Центрально-Алданской площади – 187,7–154 млн лет, при среднем (из 8) значении 165,7 млн лет. Кроме изотопных датировок, средне-позднеюрский возраст вулканических и гипабиссальных образований томмотского комплекса определяется, с одной стороны, их секущим отношением к осадочным образованиям средней юры (неполный разрез), и, с другой стороны, секущим по отношению к ним положением интрузий пород алданского комплекса [123].

Кабактинская свита (J_3kb) выделена Ш. А. Сюдюковым, В. И. Фроловым, В. М. Желинским в 1966 г. в бассейне р. Кабакта на Муастахском и Денисовском месторождениях каменного угля, лист О-51-XXIX [123]. Выходы кабактинской свиты распространены в Южно-Алданской СФЗ в западной части Чульманской впадины и в центре ее восточной части.

Отложения свиты согласно, местами со слабым размывом, залегают на породах дурайской свиты и представлены ритмически чередующимися песчаниками и алевролитами (730–900 м) с мощной (десятки метров) базальной пачкой светло-серых, почти белых песчаников [22].

Рвазрез кабактинской свиты представлен преимущественно песчаниками, среди которых резко преобладают среднезернистые разности. Усредненный состав свиты (%): угли – до 1, алевролиты – 14, песчаники – 73 (среднезернистые – 48, мелкозернистые – 25, тонкозернистые – 4). Конгломераты, гравелиты и крупнозернистые песчаники суммарно слагают до 8 % объема свиты и встречаются по всему разрезу в виде линз или маломощных прослоев. Пласты кабактинских песчаников имеют мощность до 40–60 м. Они хорошо выдержаны по простиранию. Тонкозернистые породы (алевролиты, редко аргиллиты) имеют подчиненное развитие. К пачкам тонкозернистых пород, мощность которых колеблется от первых метров до 15–20 м, часто приурочены углепроявления, в основном нерабочей мощности. Верхняя часть разреза свиты мощностью около 150 м характеризуется увеличением доли мелкозернистых песчаников и алевролитов [29].

В западной части Чульманской впадины кабактинская свита имеет мощность от 610 до 1110 м и подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты, за границу между которыми принята кровля пачки алевролитов, вмещающих пласт угля K_{17} . В составе подсвит принципиальных отличий нет, а мощности их уменьшаются с востока на запад.

В составе нижнекабактинской подсвиты мощностью 230–520 м преобладают песчаники среднезернистые (до 52 %). Тонко- и мелкозернистые песчаники составляют 22 %, крупнозернистые песчаники и конгломераты – 4 %. Алевропелиты составляют 18 %, угли – до 1 %. В целом разрез представляет собой переслаивание песчаников мелко- и среднезернистых, залегающих пачками от 5–10 до 60 м мощностью. Среди них встречаются маломощные пачки алевролитов, к которым приурочены пласты и пропластки углей.

Верхнекабактинская подсвита мощностью 380–590 м также представляет собой переслаивание песчаников разного гранулометрического состава и алевролитов. В составе подсвиты заметно увеличивается доля крупнозернистых песчаников и конгломератов – до 14 %. Углей – не более 1 %.

Для кабактинских отложений характерны внутриформационные размывы, проявлена неустойчивость мощностей и фаций по простиранию.

Болотные образования встречаются по всему разрезу, их содержание возрастает к верхней части разреза свиты. Во вскрытой части разреза свиты установлено до 56 пластов и пропластков угля с мощностями от 0,1 до 5,5 м, при этом отмечается увеличение угленасыщенности в восточном направлении. Наиболее высокая угленосность и выдержанность угольных пластов отмечается в средней части свиты.

Песчаники в составе свиты встречаются во всех гранулометрических разностях. Они имеют светлые тона окраски (белые, светло-серые, светло-бурые), в верхней части разреза до темновато-серых. Сортировка и окатанность обломочного материала средняя до относительно хорошей. Песчаники представляют собой типичные аркозы (кварца – от 35 до 50 %, полевых шпатов – 40–55 %, обломков пород – до 10 %). Среди полевых шпатов основная роль принадлежит плагиоклазам. Обломки пород представлены кремнями, микрокварцитами, микропегматитами, кислыми эффузивами, кварц-хлоритовыми сланцами. В песчаниках нижнекабактинской подсвиты отмечен пирокластический материал (до 10 %). Цементы мало (5–10 %), по типу он поро-

вый, по структуре и составу – мелкочешуйчатый глинисто-гидрослюдистый, хлорит-гидрослюдистый. Отмечается также карбонатный цемент (в этом случае – до 20%), реже – регенерационно-кварцевый, хлорит-ломонтитовый и ломонтитовый.

Алевролиты обычно темно-серого цвета, с пологоволнистой и горизонтальной, реже волнистой и мелкой косою слоистостью. Минеральный состав алевролитов идентичен песчаникам, при этом содержание обломков пород незначительно, а содержание биотита может достигать 15%. Распространены пирит и гидроокислы железа. Нередки глинистые разности. Цемент в алевролитах базального типа, реже – поровый, имеет гидрослюдистый и хлорит-гидрослюдистый состав.

Угли каменные, относятся к группе гумолитов подкласса гелитов. Они черного или черно-серого цвета, блестящие, полублестящие, полуматовые и матовые (степень блеска зависит от количества минеральных примесей). Блестящие и полублестящие угли хрупкие, полуматовые и матовые – вязкие, с большим удельным весом. Угли на 84–100% сложены микрокомпонентами группы витринита и исключительно бедны микрокомпонентами группы фюзенита (от долей до 1%, редко 2–4%), липоидные компоненты не обнаружены, микстинита – от следов до 16% [29].

В свите выделяется два фитостратиграфических комплекса, характеризующих нижнюю и верхнюю подсвиты. В нижней подсвите более 300 месторождений флоры; в ней найдены формы, неизвестные ниже по разрезу: *Coniopteris tyrmica* Pryn., *C. aff. gracillima* (Heer) Vassilevsk., *Lobifolia lobifolia* (Phill.) Rassk. et E. Lebed., *Hausmannia bilobata* Pryn., *Cladophlebis tongusorum* Pryn., *Heilungia* sp., *Taeniopteris* sp., *Sphenobaiera polyloba* Mark., *Taxocladus tschetschumensis* Vassilevsk. и др.; доминируют те же растения, что и в дурайской свите. Известны находки пресноводных двустворчатых моллюсков. В верхней подсвите флористический комплекс разнообразнее, чем в нижней, и состоит из 50 видов, причем примерно треть из них ниже по разрезу не встречается. Это *Equisetites tschetschumensis* Vassilevsk., *E. tenuis* Prosv., *E. beanii* (Bunb.) Sew., *Coniopteris seawardii* Pryn., *C. tyrmica* Pryn., *C. tschulmanensis* Mark., *C. vsevolodii* E. Lebed., *Lobifolia lobifolia* (Phill.) Rassk. et E. Lebed., *L. ajakensis* (E. Lebed.) Rassk. et E. Lebed., *Cladophlebis* ex gr. *argutula* (Heer) Font., *C. pseudoargutula* Mark., и др. Большое количество впервые появившихся в разрезе видов и частая встречаемость некоторых из них (*Equisetites tenuis*, *E. tschetschumensis*, мелколистный *Cladophlebis*) позволяют определять по флоре границу подсвит в конкретных разрезах и считать эту границу опорным уровнем при корреляции разрезов.

Комплексы обеих подсвит позднеюрские. Нижний характеризует первую половину поздней юры; он наиболее сходен с джаскойским комплексом Западной Якутии, возраст которого (келловей–оксфорд) установлен по флоре и по соотношению вмещающих осадков с фаунистически охарактеризованными морскими отложениями [22].

Беркакитская свита (J_{3br}) выделена Ш. А. Сюдюковым, В. И. Фроловым, В. М. Желинским в 1966 г. в нижнем течении руч. Беркакит возле г. Нерюнгри; на Беркакитском и Кабактинском месторождениях каменного угля, листы О-51-XXIX, XXXV, Южно-Алданская СФЗ [123].

Отложения свиты согласно залегают на кабактинской свите и так же согласно перекрываются нерюнгриканской свитой.

В общем виде разрез беркакитской свиты представляет собой довольно частое чередование пород различного гранулометрического состава, в том числе каменных углей. Ее усредненный состав характеризуется преобладанием песчаников мелкозернистых (более 50 %) и относительно большим содержанием алевролитов и аргиллитов (до 25 %), в связи с чем она может рассматриваться как алевролито-песчаниковая угленосная формация. Угленосность и содержание тонкозернистых пород увеличиваются вверх по разрезу.

В разрезе свиты выделяются две толщи: нижняя – песчаная и верхняя – песчано-алевритовая [29].

Нижняя толща сложена песчаниками мелко- и среднезернистыми, залегающими в виде пластов мощностью до 25 м в нижней части разреза свиты и до 5–6 м в верхней. Алевролиты залегают в верхах ритмов и к ним, как правило, приурочены угольные пласты.

В верхней толще песчаники крупно- и среднезернистые встречаются редко (лишь в низах ритмов), местами полностью замещаются песчаниками мелко- и тонкозернистыми.

В целом для беркакитской свиты характерен преимущественно мелко- и тонкозернистый состав пород при плохой и средней сортированности и окатанности обломочного материала, развитие косослоистых, полого- и косоволнистых текстур, высокая угленосность за счет большого количества углепроявлений. Всего в составе свиты установлено до 70 пластов и пропластков угля, из них рабочих не менее 8–10. Наибольшая угленосность отмечена вблизи юго-восточного борта впадины.

Песчаники слагают до 80 % разреза свиты. Преобладают мелкозернистые (54 %) разности, зеленовато-серые, серые и темно-серые. Обломочный материал средне- или плохосортированный, зерна полуокатанные до плохоокатанных. Текстура слоистая: косая (крупная или мелкая), косоволнистая, реже неравномерная пологоволнистая или горизонтальная. По составу песчаники относятся к чистым аркозам. Обломки пород представлены кварцитами, кремнями, аргиллитами, гранитами, различными эффузивами. Цемент обычно 5–10 %, по типу он поровый, пленочный, по составу – гидрослюдистый, хлорит-гидрослюдистый, кремнисто-гидрослюдистый, по структуре – тонкоагрегатный. Нередко встречаются песчаники с поровым ломонитовым цементом.

Алевролиты темно-серые до черных крупно- и мелкозернистые, чаще всего с полого- и косоволнистой слоистостью. Вещественный состав алевролитов аналогичен песчаникам при более высоких содержаниях кварца и биотита. Распространены пирит и гидроокислы железа. Цемент поровый и базальный, хлорит-гидрослюдистый, тонкоагрегатный или мелкочешуйчатый. Алевролиты обогащены тонкорассеянным органическим веществом, часть из них – углистые.

Угли слагают до 2 % объема беркакитской свиты, образуя многочисленные невыдержанные пласты, сосредоточенные в основном в верхней части свиты. Угли гумолитовой группы подкласса гелитов. Они черные или черно-серые, полублестящие хрупкие (в нижней части свиты) или полуматовые и

маховые вязкие, однородные. Содержание микрокомпонентов группы витринита – 87–100 %, фузенита – 0–5 %.

Характерной особенностью беркакитской свиты является разнообразный и быстро изменяющийся по площади фациальный состав пород. Развита фацис открытой части бассейна, подвижного и малоподвижного мелководья (заливно-лагунные), выносов рек в бассейн (дельтовые) и тесно связанные с ними фацис баров, пляжей и кос. В верхней части свиты встречаются аллювиальные отложения, характерные для русел рек с медленным течением. Распространены болотные отложения, их содержание постепенно возрастает вверх по разрезу [29]. Мощность отложений свиты составляет 900–1400 м.

Флора беркакитской свиты, изученная по 170 местонахождениям в Чульманской впадине, близка к верхнекабактинской и объединяется с ней в один фитостратиграфический комплекс. В него входят *Equisetites tschetschumensis* Vassilevsk., *E. tenuis* Prosv., *Coniopteris* ex gr. *tyrmica* Pryn., *C. vsevolodii* E. Lebed., *Lobifolia lobifolia* (Phill.) Rassk. et E. Lebed., *Cladophlebis argutula* (Heer) Font., *C. pseudoargutula* Mark., *Raphaelia stricta* Vachr., *Jacutiella amurensis* (Novopokr.) Samyl., *Ctenis anyuensis* Philipp., *Macrotaniopteris vlassovii* Mark., *Baiera concinna* (Heer) Kawas, *B. manchurica* Yabe et Oishi и др. Кроме того, здесь часты, как и в других свитах, чекановские, крупнолистные *Cladophlebis* (*C. haiburnensis*, *C. serrulata*), *Raphaelia diamensis*. Возраст определяется как вторая половина поздней юры. В верхней части свиты найдены пресноводные двустворки *Ferganoconcha curta* Tsch., *Sphaerium corneum* L. [22].

Нерюнгриканская свита (J_3nr) выделена Т. А. Ишиной в 1956 г. в бассейне нижних течений рек Ниж. и Верх. Нерюнгри, при составлении разрезов по скважинам на Нерюнгринском месторождении каменного угля, лист О-51-XXIX [123]. Отложения свиты фрагментарно обнажаются на южном фланге восточной части Чульманского прогиба в Южно-Алданской СФЗ.

Отложения, завершающие разрез юрского комплекса, согласно залегают на отложениях беркакитской свиты и сложены песчаниками (от крупно- до мелкозернистых) с маломощными прослоями гравелитов, алевролитов и единичными слоями вулканогенно-осадочных пород (мощностью до нескольких дециметров). Тонкозернистые породы, вмещающие угольные пласты, развиты незначительно (менее 10 %). Мощность песчаниковых пачек – 10–20 м, они разделяются слоями алевролитов мощностью не более 3–4 м. Общая мощность отложений нерюнгриканской свиты достигает 360–525 м. Этим отложениям свойственен очень невыдержанный гранулометрический состав. Породы нередко разнозернистые и представляют собой переходы между группами. Крупно- и среднезернистые песчаники и гравелиты часто содержат угловатые и полуокатанные обломки алевролитов, кристаллических пород, эффузивов кислого, среднего и основного состава, линзы углистого материала и крупные углефицированные части растений. В разрезе установлено 27 углепроявлений, из них не менее шести рабочих, в том числе три мощных и сверхмощных. По угленасыщенности (более 10 % разреза) свита превосходит все нижележащие свиты.

По условиям накопления эти отложения относятся преимущественно к аллювиальным образованиям, отчасти к болотным, очень редко к озерным.

Песчаники различного гранулометрического состава серые, серо-зеленые и желтовато-зеленые, с преимущественно плохой до средней сортированностью и окатанностью зерен составляют около 94 % разреза. Состав песчаников (%) аркозовый: кварца 27–33, в верхней части разреза – менее 25; плагиоклазы абсолютно преобладают – 40–53, иногда до 70; микроклина – 6–15, биотита – 1–3. Обломки пород присутствуют в количестве менее 10 %, они представлены алевролитами, аргиллитами, песчаниками, кварцитами, гранитоидами, реже – эффузивами и метаморфическими породами. Цемент поровый, контактово-поровый, реже пленочный, по составу он гидрослюдистый, хлорит-гидрослюдистый, хлоритовый тонкочешуйчатый; встречается базальный кальцитовый цемент.

Алевролиты разнотернистые совместно с аргиллитами слагают маломощные пачки, прослои, линзы в толще песчаников. Цвет их зеленовато-серый, темно-серый до черного. Сортированность и окатанность обломочного материала обычно плохие, состав аналогичен песчаникам, но с повышенным содержанием кварца (до 60 %) и биотита (5–15 %). Цемент в алевролитах 10–30 %, он базального типа, гидрослюдисто-хлоритовый тонкочешуйчатый.

Угли гумусовые черно-серые, преимущественно полуматовые и матовые, с редкими прослоями полублестящих, вязкие, с большим удельным весом, полосчатые, штриховатые или однородные. Почти целиком состоят из гелифицированного органического вещества (92–100 %) и содержат крайне мало фюзенизированного вещества (0–7 %), лейптинитовые компоненты не обнаружены. Значительную часть углей составляют минеральные примеси: каолинит, кальцит, терригенный кварц [29].

Верхняя граница свиты проводится по кровле песчано-алевритовой пачки (до 60–70 м), залегающей на пласте «Мощный», а там, где эта пачка отсутствует – по кровле этого пласта.

Флора изучена по 100 местонахождениям, главным образом на Нерюнгринском месторождении, а также на Бурпалинском и Синсирикском. В ней, как и по всему разрезу юры, преобладают чекановские, но, в отличие от дурайской, кабактинской и беркакитской свит, часты также хвойные *Pityophyllum*. Возраст определяется как конец поздней юры по находкам руководящих позднелюрских видов *Raphaelia diamensis* Sew. (по всему разрезу), *Cladophlebis aldanensis* Vachr. (в кровле пласта «Мощный») и единичных раннемеловых растений *Lobifolia novopokrovskii* (Pryn.) Rassk. et E. Lebed., *Pterophyllum* cf. *burejense* и др. (в кровле пласта «Мощный») [22].

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Основные геологические события на территории листа происходили в начале периода и являлись логическим продолжением эпохи тектономагматической активизации.

Холодниканская свита (К₁hl) выделена Т. А. Ишиной в 1956 г. в бассейне р. Чульман, руч. Холодникан, при составлении разрезов по скважинам на Нерюнгринском месторождении каменного угля, лист О-51-XXIX [123]. Отложения холодниканской свиты развиты на небольшой площади на юго-востоке Чульманской впадины в Южно-Алданской СФЗ.

Свита согласно залегает на нерюнгриканской свите и сложена на 80 % разнородными песчаниками с прослоями и линзами гравелитов, мелкогалечных конгломератов, с алевролитами и пятью прослоями угля (суммарной мощностью 1 м). Состав пород быстро меняется по разрезу и на площади, сортировка обломочного материала плохая, нередко в песчаниках содержится большая примесь алевритового материала, а в алевролитах – песчаного. Песчаники аркозовые, плагиоклазовые, с косой и косоволнистой слоистостью или массивные, с плохоокатанными или угловатыми зернами. Цемент поровый, порово-пленочный, реже базальный; по составу преимущественно хлоритовый, а также серицитовый, сидеритовый, карбонатный [22].

Мощность свиты – 320 м.

Свита сложена отложениями речных выносов, пролювиальными озерами. Из остатков растений, собранных в 50 местонахождениях в Нерюнгринской синклинали, характерны хвойные *Pityophyllum* и особенно хвойные *Podozamites* и цикадовые *Stenis*, которые стратиграфически ниже почти не встречаются. Систематический состав флоры, по сравнению с верхнеюрской, существенно меняется в результате исчезновения большинства видов и рода *Raphaelia*.

Возраст свиты определяется как начало нижнего мела по находкам *Lobifolia novopokrovskii* (Pryn.) Rassk. et E. Leb., *Coniopteris saportana* Heer. и отсутствию растений, типичных как для верхней юры, так и для второй половины раннего мела [22].

Нагорнинская свита (*K_{ng}*) выделена А. Г. Кацем в 1969 г. как тогунасская толща в бассейне Нюкжи, а В. И. Желинским и др. в 1979 г. на левобережье р. Тимптон в его верхнем течении (лист N-51-VI), Становая складчатая область. На территории листа распространена в Южно-Алданской СФЗ.

Отложения свиты выполняют все мелкие грабены к северу от Станового хребта (за пределами листа) вплоть до системы южно-якутских впадин, заполненных юрскими отложениями, и с угловым несогласием перекрывают последние в самой южной из впадин – Токариканской в юго-восточном углу площади листа. До настоящего времени на территории листа комплекс слабо изучен. Состав и мощность отложений изменчивы. В нижней части разреза залегает горизонт валунно-галечных конгломератов, перекрытый средне-мелкозернистыми туфопесчаниками. Венчают разрез туфоалевролиты, изменяющиеся от грубо- до тонкозернистых. Андезибазальты и дациандезиты образуют единичные линзы.

Общая мощность нагорнинской свиты не превышает 500 м.

Вулканы относятся к гомодромной субщелочной натриево-калиевой петрохимической серии с заметными колебаниями в содержании калия. Радиологический возраст вулканитов 95–129 млн лет (K-Ar метод). Возраст прорывающих граносиенитов и кварцевых сиенит-порфиоров олёкмо-станового комплекса – 100 ± 10 млн лет.

Сэгангринская свита (*K_{sg}*) выделена Д. В. Утробиным в 1989 г. на левобережье нижнего течения р. Сэгангра, правого притока р. Сутам, в верхнем течении, в Верхнесутамской вулканоструктуре (лист N-52-I) [123]. Расположена в Северо-Становой СФЗ и, возможно, в Южно-Алданской СФЗ на севере Токариканской впадины.

Эрозионный останец, сложенный отложениями свиты, расположен в верхней части горного массива на водоразделе рек Ларбикан и Ниж. Ларба, где они с резким несогласием перекрывают докембрийские граниты. Ранее вулканы сэгангринской свиты относились к тогунасской толще.

Породы представлены лавобрекчиями, туфами и лавами трахиандезибазальтов, андезитов, лавами трахилипаритовыми, трахириодацитовыми, редко дацитовыми. Разрез свиты имеет следующий вид (снизу вверх). Мощность нижней части свиты варьирует от 500 м на юге до 100 м на севере.

Средняя часть свиты в основании содержит слой (25 м) грубозернистых туфов с обломками андезитов и риолитов, выше состоит из потоков лав и слоев туфов трахилипаритов, трахириодацитов, редко дацитов. Мощность пород составляет до 200 м с выклиниванием на юге.

Верхняя часть останца сложена агломератами и туфобрекчиями, выше которых залегают игнимбриты трахидацитов, трахириодацитов и трахириолитов, редко риолитов. Породы залегают на подстилающих вулканитах с размывом, иногда на фундаменте. Мощность достигает 250 м.

В Токарикском грабене свита представлена переслаиванием конгломератов, песчаников, агломератов с горизонтами дацитов, трахидацитов и их туфов, редкими прослоями дресвяников и андезибазальтов. Вверх по разрезу количество эффузивных образований резко убывает.

Суммарная мощность свиты – не более 400 м.

Возраст свиты определяется по согласному залеганию (за пределами листа) на нагорнинских отложениях, относимых к готериву–апту. К-Аг датировками пород Верхнесутамской вулканоструктуры – 124 ± 5 млн лет по биотиту витродацитов, 126 ± 9 по биотиту и 126 ± 17 по плагиоклазу андезидацитов и прорыванием ее кислыми вулканитами с К-Аг датировками в интервале 108 ± 5 – 118 ± 4 млн лет [123].

КАЙНОЗОЙ

Палеогеновая система

Образования палеогена представлены эоцен-олигоценовой корой выветривания, эоценовыми аллювиальными и озерно-болотными отложениями. Эоцен-олигоценовая кора выветривания связана, по-видимому, с единой поверхностью комплексной денудации. Аллювий фиксирует остатки палеоэоцен-олигоценовой и наследующей ее олигоценовой гидросети.

Кырбыканская толща (P_{2-3kr}) выделена В. А. Камалетдиновым в 1990 г. на водоразделе рек Кырбыкан и Малый Кырбыкан, в 2,5 км выше устья последнего. Распространена в Чаро-Олёмминской СФЗ Лено-Алданской области.

Кырбыканская толща представлена остаточной площадной корой выветривания каолинитового типа и продуктами ее переотложения, залегающими на плоских вершинах водоразделов, во внутригорных впадинах и на цоколях террас [23].

На водораздельных поверхностях толща представлена преимущественно каолинитовой глиной, содержащей примесь алеврита, песка и разноразмерных обломков окремнелых карбонатных пород, в различной степени выветрелых. Постоянно присутствует редкая рассеянная галька кварца и кремней. Подошва этих отложений неровная, с карстовыми углублениями в субстрате подстилающих карбонатных пород нижнего кембрия.

Однообразие вскрываемых на поверхности разрезов кырбыканской толщи является, очевидно, следствием длительного переотложения продуктов коры выветривания. Мощность кырбыканской толщи на поверхностях водоразделов достигает 15 м. В карстовых полостях, куда смещены продукты выветривания, она достигает 60 м.

Возраст кырбыканской толщи оценивается как эоцен-олигоценый на основании состава спорово-пыльцевых спектров [27].

Якокутская толща (P₂₋₃jdk) выделена С. П. Механошиным в 1972 г. и ошибочно датирована миоценом. В дальнейшем Е. Б. Хотиной эти отложения были датированы палеогеном. Стратотип расположен на Якокут-Селигдарском междуречье. Толща является коррелянтом кырбыканской толщи в Алдано-Тимптонской СФЗ Лено-Алданской области.

Якокутская толща развита по изверженным, осадочным и метаморфическим породам различного состава и возраста, в том числе по нерасчлененным отложениям палеогена и с размывом перекрывается аллювиально-делювиальными нерасчлененными отложениями [27].

Основание ее профиля представляет собой выветрелую дресву и дресвяный песок со значительным содержанием пелитовой фракции, постепенно переходящих вниз по разрезу в неизменные коренные породы. В более верхних частях разреза преобладает белесый глинистый песок, в основном кварцевого состава, с реликтовыми зёрнами каолинизированного полевого шпата. Выше эти образования сменяются сначала грубодисперсной глиной, а затем, в самой верхней части профиля – тонкодисперсной, вязкой и «жирной».

Во всех разрезах кора выветривания по своему профилю сохраняет структурные и текстурные особенности материнской породы. Продукты ее ближайшего переотложения – солифлюкционного или делювиального генезиса легко распознаются по содержанию в них пелитовой фракции каолинитового состава и коррелируются с корой выветривания – источником их образования. Отличительными признаками якокутской толщи являются преимущественно светлая окраска (белая, сероватая, желтоватая и лимонно-желтая, пятнистая и буроватая), а также преимущественно каолинитовый состав глинистых минералов (до 85–90 %) и полная проработанность гипергенного профиля [22].

Кора выветривания и продукты ее переотложения фиксируют реликты эоцен-олигоценовой поверхности комплексной денудации, которая может служить основой для определения амплитуд неотектонических блоковых структур, начиная с эоцен-олигоценового этапа.

Мощность толщи – 0,5–30 м.

Эоцен-олигоценый возраст толщи определяется ее стратиграфическим положением.

Саллики́тская свита (P_{2-3sl}) рассматривалась А. И. Музисом в 1966 г. и А. Флоренсовым в 1960 г. в качестве верхнеплиоценовой–нижнечетвертичной. Впоследствии Е. И. Корнутова, В. П. Цветков, В. Н. Кислицин, Н. Н. Жильцова установили олигоценовый возраст этих пород. Стратотип расположен в пределах Саллики́т-Аянского междуречья Северного Забайкалья.

Отложения свиты распространены в Чарской СФЗ Саяно-Байкальской области на территории Верхнетоккинской впадины в истоках р. Чоруода (юго-восточный угол листа О-51-ХІХ). По вещественному составу и палинологическим комплексам свита разделяется на три пачки. Нижняя (до 80 м мощностью) представлена озерными и озерно-болотными отложениями: глинами, суглинками, супесями, тонко- и мелкозернистыми песками с прослоями торфов, растительного детрита и обугленной древесины. В отдельных слоях встречаются мелкий щебень, галька, гравий и дресва (до 20–30 % объема). Средняя пачка (мощностью 20 м) согласно залегает на нижней и представлена полимиктовыми средне- и крупнозернистыми песками с включением средней и мелкой гальки и прослоев мелкозернистых глинистых песков, реже дресвяно-щебнистых образований. Верхняя пачка (40 м) сложена песками с галькой и примесью валунов, местами залегающих с незначительным размывом на осадках средней пачки. Характерной особенностью пачки является чередование в разрезе прослоев, содержащих выветрелый материал, с прослоями, включающими невыветрелые, иногда ожелезненные обломки. Суммарная мощность саллики́тской свиты достигает 150 м.

Палинокомплексы всех трех пачек сходны между собой и указывают на раннеолигоценовый возраст свиты [22].

ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Кайнозойские дочетвертичные породы, вследствие слабой изученности и отсутствия представительных разрезов, объединены в нерасчлененные отложения с вероятным временем формирования от палеогена до неогена.

Нерасчлененные отложения ($P-N$) представлены аллювиальными, делювиально-аллювиальными отложениями, в разной степени затронутыми выветриванием. Распространены в Алдано-Тимптонской СФЗ Лено-Алданской области.

Нерасчлененные палеоген-неогеновые отложения приурочены в основном к долинам рек Селигдар, Якоkit, Бол. Куранах, Томмот, Лев. Нимгеркан, Лев. Ыллымах, Бол. и Мал. Юхта, Синсирик, Унгра, а также развиты в верховьях рек Тунгурча и Амедичи, на водоразделе рек Амедичи–Чёя, на левом берегу р. Алдакай.

Аллювиальные (с участием делювиально-аллювиальных) нерасчлененные отложения известны под названием «древний аллювий», «погребенный аллювий», «пролювиально-аллювиальные и аллювиально-делювиальные отложения». Характерными особенностями этих образований является бурый, красно-бурый цвет, интенсивная выветрелость, плохая сортировка материала, повышенная мощность, высокая глинистость. В их состав входят песчано-

галечно-валунные отложения в глинистом заполнителе, илисто-глинистые образования с прослоями песчано-галечных отложений. Мощность находится в пределах 20–60 м, достигая на отдельных участках долины р. Якобит 80–110 м [26].

Отложения золотоносны: с ними связаны россыпи так называемого мелко-тонкого золота, причем по рекам Селигдар и Томмот – участками в промышленных концентрациях.

Нерасчлененные палеоген-неогеновые отложения перекрываются четвертичным аллювием мощностью до 20 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Неогеновые отложения широко распространены в долинах рек, приуроченных к внутригорным впадинам и узким грабенам и, реже, на придолинных участках водоразделов и педиментах. Основная часть их представлена песчано-галечным и валунно-галечным аллювием, слагающим цоколи разновысотных террас основных долин территории, озерно-аллювиальными и озерно-болотными песчаными и песчано-глинистыми породами, вложенными в аллювиальные толщи палеогеновых долин, а также плиоценовой красноцветной и пестроцветной корой выветривания существенно монтмориллонитового состава, фиксирующей плиоценовые педименты [22].

Олелачикитская свита (N₁o₆) изучена Е. Б. Хотиной (1995 г.) в устье р. Олелачикит, по которой названа свита (левый приток р. Чульман). Аллювиальные отложения олелачикитской свиты распространены в Алдано-Тимптонской СФЗ Лено-Алданской области, в долинах Чульмана и Тимптона, где слагают цоколи низких террас и поймы, а также погребенные долины, приуроченные к неотектоническим грабенам.

Отложения олелачикитской свиты представлены ритмически построенным валунно-галечным и гравийно-галечным аллювием, в основной массе светлым, местами оранжевым и бурым. Часто встречаются гальки и валуны с характерной черной «лакированной» поверхностью, окрашенной марганцевыми растворами. В составе валунно-галечного материала отмечаются кварц, кварцит, кремнистые породы (до 40–45 %), в меньшем количестве – галька и валуны изверженных и метаморфических пород.

Отложения свиты перекрывают нерасчлененные образования палеогена и перекрыты миоцен-плиоценовыми или плиоценовыми образованиями. Мощность свиты – 14 м.

В палинокомплексе преобладает пыльца покрытосеменных растений с доминантой березы (до 70 %) и ольхи (до 23 %). В примеси встречена пыльца термофильных: *Juglandaceae* (до 7,3 %), *Carpinus* (до 15,3 %), *Quercus* sp. (до 3 %), *Corylus* sp. (1,8–6,3 %), *Fagus* sp. (до 2,6 %).

Спорово-пыльцевой комплекс (СПК) и стратиграфическое положение позволяют датировать олелачикитскую свиту ранним миоценом [22].

Раздольненская толща (N₁₋₂fZ) впервые выделена и изучена Е. Б. Хотиной в 1995 г. на участке Раздольный, водораздел Бол. Куранаха –

Якокита, лист О-51-ХП. Область распространения толщи – Алдано-Тимптонская СФЗ Лено-Алданской области.

Отложения раздольнинской толщи с размывом залегают на отложениях олеачикитской свиты и перекрываются плиоценовым делювио-аллювием.

Представлена русловой фацией – аллювиальными валунно-галечными, гравийно-галечными и песчано-галечными образованиями буровато-серого, красно-бурового, розовато-серого и желтовато-бурого цвета. В составе валунов и гальки встречаются кварц, кремни, различные гнейсы, граниты, сиениты, а также доломиты и песчанки. Обломочный материал «свежий», не выветрелый. Окатанность его разная, преобладает 2–3 кл. по шкале Хабакова, до 3–5 % обломков не окатано. Поверхность отдельных галек и валунов окрашена железистыми и марганцевыми растворами в бурые, черные тона. Вместителем является разнородный кварц-полевошпатовый песок, содержащий до 30–40 % пелитовой фракции, причем количество последней возрастает вниз по разрезу. В составе пелитовой фракции присутствует каолинит (до 56 %) и иллит. Коэффициент миграционной прочности минералов тяжелой фракции шлихов из толщи достигает 80 %. В шлиховых пробах из аллювия толщи встречаются редкие знаки золота [26].

Мощность толщи по скважинам изменяется в пределах 8–24 м.

Миоцен-плиоценовый возраст раздольнинской толщи определяется на основании ее стратиграфического положения и СПК растительности темнохвойной тайги с присутствием широколиственных теплоумеренных – ореха, лещины, липы, граба [22].

Сиваглинская толща (N₂Sv) выделена С. П. Механошиным и др. в 1954 г., а затем описана им же на Сиваглинском железорудном месторождении и ошибочно датирована эоценом(?). В дальнейшем образования этой толщи изучались Е. Б. Хотиной на западе территории, в Южной Якутии и датируются нижним–средним плиоценом. Отложения сиваглинской толщи распространены в пределах Алдано-Тимптонской СФЗ Лено-Алданской области, наиболее широко развиты в долине р. Сивагли. Залегают на отложениях миоцена–плиоцена, перекрываются отложениями неоплейстоцена.

Толща представлена пестроцветной, в основном красноцветной корой выветривания монтмориллонитового состава и продуктами ее ближайшего перетложения – «тропическим» солифлюксием и другими типами отложений преимущественно склонового ряда. Толща обнажается в цоколях террас долин бассейна Алдана, фиксирует поверхности плиоценовых педиментов, широко распространенных в приподнятых участках впадин, а также в виде линейной коры, фиксирует зоны трещиноватости, с которыми связаны древние карстовые полости [22].

Полный профиль толщи встречается крайне редко, обычно представлена нижняя ее часть, включающая зону дезинтеграции и структурного элювия мощностью до 10 м. Несмотря на то, что данная кора выветривания развита по различным породам, отмечается некоторое постоянство ее состава. Глинистые минералы в ней представлены в основном монтмориллонитом с примесью лимонита и гётита. В случаях формирования этой коры по осадочным образованиям (миоценовым песчано-галечным толщам) кроме монтморилло-

нита присутствуют гидрослюда, иллит и небольшое количество каолинита [22].

В отличие от палеогеновой каолиновой коры выветривания, формирование профиля этой коры закончилось, вероятно, на зачаточной стадии каолинообразования. Нижняя его часть имеет монтмориллонит-гидрослюдистый состав глинистых минералов с постепенным нарастанием вверх по разрезу содержания монтмориллонита. Мощность – 20 м.

Возраст толщи определяется на основании ее стратиграфического положения и СПК смешанных лесов с присутствием граба, лапины, лещины, тсуги [123].

Нерасчлененные образования (N) имеют широкое распространение на территории листа (Лено-Алданская, Саяно-Байкальская, Селенгино-Становая области).

Они выполняют участки долин, приуроченных к узким линейным неотектоническим грабенам, и представляют собой остатки миоценовой гидросети, наследующей более древние палеогеновые долины и обнаженные в цоколях разновысотных террас (от цоколя высокой и низкой поймы до террас высотой до 100 м и более) [22].

Эти образования представлены галечными, гравийно-галечными, песчано-галечными и, реже, валунно-галечными отложениями (более 25 м) в верховьях р. Амга, в долине р. Олёкма и на многих других участках речных долин бассейна Олёкмы и Нюкжи. Основными маркирующими признаками этих отложений, позволяющими отличать их от аллювия четвертичных террас, является специфическая буроватая, бурая и красноватая окраска галечного и песчано-галечного материала, за счет присутствия растворов гидроокислов железа и марганца. В верхней части разреза наблюдаются отчетливые признаки наложенного гипергенного выветривания – каолинизированные полевые шпаты, выветрелые гальки и т. д. Характерным является присутствие галек со специфической черной «лакированной» поверхностью, окрашенной марганцевыми растворами. Обломочный материал – валуны, галька, песчаные зерна и минералы шлиха – характеризуются повышенной миграционной прочностью (до 80–85 %) [22].

В СПК комплексах неогеновых осадков, обычно наряду с пылью березово-ольховых лесов со значительным присутствием сосны, ели, пихты, наблюдается постоянное содержание пыли тсуги и широколиственных пород тургайского типа: вяза, бука, лещины, граба, липы, ореховых, а также мирики и миркоидных [22].

В Верхнетоккинской впадине к неогеновым отложениям нерасчлененным отнесены аллювиальные и озерно-аллювиальные осадки, с размывом перекрывающие образования салликинской свиты. Отложения представлены разнотернистыми песками с включениями гальки и валунов, а также прослоев тонкозернистых песков, слабоглинистых песков, супесей и суглинков в верхней части разреза. Мощность отложений достигает 60 м. Неогеновые осадки впадины перекрыты чехлом верхнечетвертичных гляциальных образований.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА (КВАРТЕР)

Четвертичные отложения представлены различными по возрасту и генезису образованиями. Их мощность колеблется от первых до десятков метров и более. На карте четвертичных отложений выделено 36 стратонов. Находки фауны и флоры и радиометрические определения возраста известны только в некоторых из них. Для расчленения четвертичных образований использована Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа), утвержденная Межведомственным стратиграфическим комитетом России 8.04.2009 г. В связи с понижением нижней границы квартера (Постановление, вып. 41, 2012 г.) с 1,8 до 2,6 млн лет, все подразделения, ранее относившиеся к верхнему плиоцену, переведены в квартал, в эоплейстоценовый раздел.

Территория листа находится в зоне широкого распространения сплошной, прерывистой и островной многолетней мерзлоты, с которой связаны криогенные, десерпционные, солифлюкционные образования и их многочисленные парагенезы.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Аллювий. Аллювиальные отложения (седьмой?) надпойменной террасы (αE) и приводораздельные аллювиальные отложения древних долин развиты фрагментарно в пределах северо-западной оконечности Станового хребта (на правом берегу р. Олёкмы и ее притоков) и в бассейне р. Чара и ее притоков. Они представлены галечниками ожелезненными и желтовато-серыми глинами, суглинками, супесями, песками и гравийниками. Их мощность колеблется от первых метров до 15 м. На Лено-Чарском междуречье эоплейстоценовый аллювий залегает на высоте над урезом воды р. Чара от 340 до 420 м. К востоку от листа О-51 (в Алдано-Амгинском районе) в аллювии седьмой надпойменной террасы р. Амга установлена фауна предположительно позднеэоплейстоценового алданского комплекса млекопитающих (*Equus cf. sanmeniensis*, *Trogontherium cf. cuvieri*, *Palaeoloxodon cf. namadicus*, *Bison* sp.). В Приленско-Вилуйском районе на левобережье р. Алдан в аллювии тетигихайнской свиты обнаружена фауна алданского комплекса.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Отложения неоплейстоцена представлены тремя звеньями.

Аллювий шестой надпойменной террасы (α^6) развит фрагментарно. На северо-западе листа, в районе Ленско-Чарского водораздела, он обнажается на абс. отм. от 130 до 230 м. Представлен галечниками, песками и супесями общей мощностью до 60 м. В смежном с запада районе в рассматриваемых отложениях обнаружена фауна вилуйского комплекса крупных млекопитающих: (*Mammuthus trogontherii*, *Equus cf. mosbachensis*, *Coelodonta*

sp., *Dicerorhinus kirchbergensis*, *Alces latifrons*, *Bison* aff. *priscus*), которая датируется первой половиной раннего неоплейстоцена.

Нижнее–среднее звено

К верхней части нижнего и к нижней части среднего неоплейстоцена отнесен аллювий пятой и четвертой надпойменных террас ($\alpha^{5-4}I-II$). Эти отложения установлены в долине р. Чара на высоте над урезом воды 160–230 м (пятая надпойменная терраса) и 120–140 м (четвертая надпойменная терраса), а в долине р. Токко 120–140 и 90–110 м соответственно. Отложения представлены галечниками, песками и супесями с примесью валунно-галечного материала и имеют мощность от 20 до 70 м. На смежной с востока территории (Алдано-Амгинский район) аллювий четвертой террасы (тобольской межледниковой эпохи) охарактеризован ТЛ датировкой (300 тыс. лет), остатками фауны (*Mammuthus chosaricus*, *Alces* sp. и др.), а также СПК березово-хвойных лесов с участием елей.

Среднее звено

Бахтинский надгоризонт

Самаровский горизонт. Морена самаровского оледенения (gllsm) сохранилась в северной части Олёкмо-Чарского нагорья. На юге Алданского нагорья морены самарской эпохи размыты и от них остались только эрратические валуны. Морена представлена суглинками валунными, супесями и глинами (мощностью до 16 м). На смежной с запада территории [23] самаровский тилл залегает на межледниковых отложениях, сопоставляемых по возрасту с аллювием четвертой надпойменной террасы.

Тазовский горизонт. Гляциофлювиал тазовского оледенения (flltz) сохранился в бассейне р. Хани на междуречье р. Куранах и ее правого притока – р. Сайкта и представлен песками гравийно-галечными, местами с валунами, мощностью до 12 м.

Тазовский горизонт. Морена тазовского оледенения (glitz) развита в основном на юге Олёкмо-Чарского нагорья. На южном склоне хр. Удокан (на левобережье р. Хани) она слагает ступенчатую береговую морену высотой до 90–150 м и представлена суглинками валунными, супесями и глинами мощностью до 20–25 м. На смежной с запада территории (в Чарской впадине) из отложений тазовской эпохи получены ТЛ-датировки: 160 ± 20 тыс. лет (из моренных отложений) и 177 ± 37 тыс. лет из озерно-ледниковых [48].

Среднее–верхнее звено

Аллювий третьей надпойменной террасы ($\alpha^3II-III$) (высотой от 12–15 до 25–30 м), наиболее широко распространен в юго-западной части Алданского нагорья, где представлен чередованием галечных и песчаных (реже валунных) слоев мощностью до 30 м. На смежной с востока территории (Алдано-Амгинский район) в строении третьей террасы высотой до 20–

25 м участвуют русловые галечники и пески, илистые алевриты, супеси и суглинки с ископаемыми почвами.

Верхнее звено

Зырянский надгоризонт

Муруктинский горизонт. Гляциофлювиал муруктинского оледенения (flllmr) сохранился в Токко-Чароудинской впадине (у северного подножия хр. Удокан), в долине р. Хани и к северу от хр. Зверева в долинах рек Прав., Сред. и Ниж. Унгра, ниже по течению конечных морен муруктинской эпохи, по соотношению с которыми определяется их возраст. Представлен обычно песками с галькой и валунами, мощностью от 15 до 80 м.

Муруктинский горизонт. Морена муруктинского оледенения (glllmr) имеет широкое распространение на территории Олёкмо-Чарского нагорья, в долинах хребтов Удокан и Калар, к северу от хр. Зверева (в долинах рек Прав., Лев. и Сред. Унгра), а также в Становом хребте (фрагментарно) и представлена валунными суглинками, глинами и песками мощностью до 80 м. На смежной с запада территории (в Чарской впадине) муруктинский тилл залегает между межледниковыми отложениями казанцевского и каргинского горизонтов [48].

Муруктинский–каргинский горизонты. Аллювий второй надпойменной террасы (α^2 lllmr-kr) имеет широкое распространение и представлен галечно-гравийными песками, супесями, суглинками, местами с валунно-галечным материалом мощностью до 14 м. На смежной с востока территории (Алдано-Амгинский район) в строении второй надпойменной террасы (высотой от 10–12 до 16–20 м) участвуют пески, супеси, галечники, торф (^{14}C 35,6–12,2 тыс. лет). Спорово-пыльцевой комплекс в нижней части разреза свидетельствует о развитии светло-хвойной тайги с участием елей, а в верхней – ерниковой тундры. В аллювии найдены археологические памятники дюктайской культуры.

Сартанский горизонт. Морена сартанского оледенения (glllsr) наблюдается в хребтах Удокан, Калар, Зверева, а также фрагментарно в Становом хребте и представлена суглинками валунными с примесью глыб мощностью 50–80 м. Возраст сартанских морен определяется различными методами: в основном стратиграфическими и геохронологическими.

Сартанский горизонт. Аллювий первой надпойменной террасы (α^1 lllsr) (высотой 3–15 м) имеет широкое распространение в пределах Приленского плато и на большей части Алданского нагорья. В низах разреза преобладают валунно-галечные отложения, сменяющиеся выше по разрезу песками и супесями. В горных районах преобладают аллювиальные отложения, обогащенные валунами. На смежной с востока территории (Алдано-Амгинский район) в составе аллювия первой надпойменной террасы (высотой от 8–10 до 13–17 м) участвуют галечники, пески, супеси, суглинки, торф (^{14}C 11,8–5,2 тыс. лет). Общая мощность отложений достигает 14 м.

ГОЛОЦЕН

Голоценовые отложения представлены тремя стратонами.

Аллювий пойменных террас (aH). Отложения этих террас (мощностью до 5–10 м и более) на участках хребтов и нагорий представлены валунно-галечными, галечно-валунными и песчано-галечными образованиями; на остальной территории (в основном в пределах Приленского плато) в их строении принимают участие пески (обычно галечно-гравийные), супеси, местами суглинки с линзами торфов и растительной слоенки. На смежной с запада территории в отложениях высоких пойм установлены археологические памятники эпохи бронзы и раннего железного века.

Лимний и палюстрий (l,plH). Эти отложения развиты в районе Приленского плато и на Алданском нагорье и явились результатом заболачивания этих территорий в связи с затруднением поверхностного стока рек, вызванного близким залеганием многолетнемерзлых пород. Отложения представлены гумусированными суглинками и илами с прослоями торфяников общей мощностью до 15–20 м.

Коллювий (сH). Эти отложения развиты на крутых склонах (более 30°) в восточной и юго-западной частях листа со среднегорным рельефом (Каларский хребет) и представлены глыбово-щебнистыми образованиями мощностью до 10 м. Они образуют несортировочные обломочные массы, осыпи, осыпные шлейфы, курумы и оползни.

ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА–ГОЛОЦЕНА

В составе поздненеоплейстоценовых–голоценовых отложений выделяется 14 стратонов.

Коллювий, десерпций, гляциал (CGIII–H). Отложения этого парагенеза приурочены к крутым и средней крутизны склонам альпинотипного рельефа (хребты Удокан, Калар и Зверева) и представлены щебнистыми супесями и суглинками с глыбами и валунами, мощностью до 30 м. Формирование этих склоновых и моренных отложений происходило в муруктинско-сартанское время и в голоцене.

Делювий, десерпций, солифлюксий (SIII–H). Эти отложения широко распространены в пределах Алданского и Олёкмо-Чарского нагорий и в Становом хребте, где приурочены обычно к средней крутизны склонам речных долин. Они нередко перекрывают полностью или частично поверхности надпойменных террас нижнего, среднего и высокого комплексов. В строении этого парагенеза участвуют преимущественно глины, суглинки и пески со щебнем мощностью до 10–15 м.

Коллювий, десерпций, солифлюксий (DRIII–H). Эти отложения развиты на западе Олёкмо-Чарского нагорья, на южном склоне хр. Удокан, в западной и восточной частях Каларского хребта, в Приолёкминской части Станового хребта, на востоке Алданского нагорья в горных массивах, а также в междуречьях рек Лев., Сред. и Прав. Унгра (к северу от хр. Зверева) и на правобережье р. Якобит вдоль восточной рамки листа. Отложения пред-

ставлены в основном глыбово-щебнистыми суглинками и супесями мощностью до 6–8 м.

Делювий, коллювий, солифлюксий (DCIII–H). Эти отложения наблюдаются в основном между хребтами Удокан и Калар (в бассейнах рек Куранах и Имангра), а также фрагментарно в пределах Станового хребта (в бассейнах рек Ниж. Лабра и Чубачи) и представлены суглинками и супесями с примесью щебня, дресвы, местами глыб, мощность – до 8–10 м. Их формирование происходило в перигляциальной зоне, которая была свободна от льдов муруктинского и сартанского оледенений.

Коллювий, десерпций, делювий (CIII–H) наблюдаются на крутых и средней крутизны склонах основных речных долин и их притоков в пределах Олёкмо-Чарского и Алданского нагорий и Станового хребта. В составе этого многочисленного парагенеза участвуют глыбово-щебнистые супеси и суглинки (до 10–15 м).

Лимний и аллювий (I, dIII–H). Отложения этого двучленного парагенеза имеют ограниченное распространение и наблюдаются в широких заозеренных, нередко заболоченных, долинах в юго-западной части Алданского нагорья (в долинах рек Усмун, Дялтундра, Тунгурча и др.) и представлены супесями, песками с галькой, местами иловатыми и торфянистыми, мощностью до 6–8 м.

Аллювий и пролювий (a, pIII–H). Эти отложения наблюдаются в юго-восточной части Алданского нагорья в бассейнах рек Беркакит, Горбыллаах, Иенгра, где они залегают в виде шлейфов на пологих склонах и на фрагментарно развитых надпойменных террасах. Они представлены песками, суглинками, глинами с примесью гравия, гальки, реже валунов, дресвы и щебня, мощность – 10–15 м.

Делювий и аллювий (d, dIII–H) имеют ограниченное распространение и развиты в юго-восточной части Алданского нагорья (в бассейне р. Анамдяк) и в районе северных отрогов Станового хребта (в бассейне р. Нирачи), где они перекрывают полностью или частично поймы и фрагменты надпойменных террас. В их составе принимают участие суглинки и супеси с прослоями песков и примесью галек, реже валунов, мощностью до 15 м.

Делювий и десерпций (d, drIII–H) наблюдаются на пологих и средней крутизны склонах слабо врезанных речных долин в центральном и восточном районах Приленского плато (в бассейне левых притоков р. Амга) и южнее – в пределах северной части Алданского нагорья, где частично перекрывают местами пойму и низкие надпойменные террасы. Они представлены щебнистыми суглинками, супесями и песками мощностью до 6–8 м.

Десерпций и солифлюксий (dr, sIII–H) распространены в основном на горных склонах средней крутизны Алданского и Олёкмо-Чарского нагорий, на хр. Калар и к северу и северо-востоку от хр. Зверева, а также в юго-восточной части Станового хребта, где они местами перекрывают поймы и фрагментарно развитые надпойменные террасы. Они представлены глыбово-щебнистыми супесями и суглинками мощностью 6–8, местами до 20 м.

Коллювий и десерпций (c, drIII–H) развиты фрагментарно на крутых и средней крутизны горных склонах на востоке и юго-востоке Алданского нагорья, а также в южной части Станового хребта. Эти отложения двучлен-

ного парагенеза представлены глыбово-щебнистыми суглинками и супесями мощностью от 5–10 до 15 м.

Пролувий (рIII–Н) развит фрагментарно и выделен в южной части Алданского нагорья, где слившиеся конусы выноса у подножия тектонического уступа почти полностью перекрывают пойму р. Кабакта. Пролувий представлен суглинками, супесями и песками с примесью щебня и дресвы мощностью до 10–15 м.

Десерпций (дрIII–Н) широко развит в гольцовой зоне Станового хребта. Его вещественный состав во многом определяется характером подстилающих коренных пород. Нередко на осадочных породах десерпций представлен щебнистыми суглинками, супесями, песками и дресвяниками мощностью до 10–15 м; на кристаллических породах в его составе доминирует щебнисто-глыбовый материал.

Коллувий (рIII–Н) развит на крутых склонах (более 25°) и имеет локальное распространение в восточной части территории листа, где представлен несортированным обломочным материалом в нижних частях склонов. В районе распространения интрузивных пород в составе коллувия преобладают суглинки глыбово-щебнистые и дресвяники мощностью до 5–10 м.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (КВАРТЕР) НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Нерасчлененные четвертичные отложения представлены семью стратонами.

Элювий, солифлюксий, делювий (ES) развиты в пределах Приленского плато, в северной части Алданского нагорья и менее широко в его южной части, а также фрагментарно на востоке Станового хребта. Отложения этого многочленного парагенеза представлены в основном супесями, суглинками и глинами (мощность до 6–7 м).

Элювий, десерпций, солифлюксий (E). Отложения этого многочленного парагенеза приурочены в основном к уплощенным водоразделам Олёкмо-Чарского нагорья, а также развиты фрагментарно на юге Алданского нагорья и, местами, в центральной части Станового хребта и представлены глыбово-щебнистыми супесями, суглинками и глинами мощностью до 6–7 м.

Делювий и аллювий (d,a). Отложения этого двучленного парагенеза развиты фрагментарно на юге Алданского нагорья (близ подножия Станового хребта) и на его востоке (близ рамки со смежным листом) и представлены суглинками с прослоями песков, местами с примесью гравия, гальки и валунов мощностью до 8–10 м.

Делювий и солифлюксий (d,s) распространены на пологих склонах долин Приленского плато, Олёкмо-Чарского и Алданского нагорий. К этому двучленному парагенезу отнесены суглинки дресвяно-щебнистые, супеси и глины мощностью до 5–6 м.

Коллувий и делювий (c,d). Отложения этого двучленного парагенеза развиты на склонах останцовых возвышенностей в восточной части Алданского нагорья и представлены щебнистыми суглинками, супесями и глинами с примесью глыб, мощностью до 6–8 м.

Делювий (d) развит фрагментарно на Алданском нагорье (близ восточной рамки, в бассейне р. Лев. Ыллымах) и представлен суглинками, глинами, песками и супесями с примесью дресвы, реже щебня, мощностью до 5–6 м.

Элювий (e). Элювиальные образования (мощностью от 1,5 до 10 м) распространены в основном в Олёкмо-Чарском и Алданском нагорьях и, фрагментарно, на Приленском плато. На этих территориях элювий часто занимает обширные водораздельные пространства и седловины между возвышенностями. Гранулометрический состав, мощность и характер разреза элювиального слоя зависят от состава разрушаемых пород и геокриологических условий местности. На выходах докембрийских образований развиты крупноглыбовые и дресвяные образования. Верхнепротерозойские сланцы и юрские песчаники продуцируют среднеобломочный плитчатый элювий. На выходах нижнекембрийских отложений элювиальный слой представлен остаточными глинами с включениями кремней и полурастворенных обломков карбонатных пород. Глинистый элювий, являясь хорошим водоупором, определяет влаголюбивый характер растительности на выходах кембрийских пород и их сильную заболоченность. Базальные песчаники нижнего кембрия нередко полностью дезинтегрируются, превращаясь в кварцевый песок. Элювий, образованный на площадях развития юрских песчаников и раннемеловых изверженных пород, образуют сплошные глыбовые поля или линейно вытянутые поперек склонов полосы. Четвертичные коры выветривания формировались преимущественно в обстановке преобладающих процессов физического выветривания и прогрессирующего распространения многолетней мерзлоты. На участках с хорошо выраженным деятельным слоем имеет место процесс вымораживания снизу вверх по разрезам крупнообломочного материала из подстилающих кору выветривания образований, что приводит к обогащению элювия крупнообломочным материалом. Мощность элювиальных образований равна в среднем 1,5–2 м и только в районах развития нижнеюрских песчаников достигает 10 м.

МАГМАТИЗМ

Магматические и ультраметаморфические образования широко распространены на картируемой площади. По возрасту они охватывают интервал от раннего архея до раннего мела. Список петротипов, выделенных магматических комплексов, результаты геохимических и петрографических исследований приведены в сопровождающей Записку базе данных, геохронологические данные – в прил. 5.

Для ряда комплексов авторами составлены паспорта объектов, в которых содержатся обработанные данные петрографических исследований, масс-спектрометрии, силикатного анализа и U-Pb датирования цирконов, позволяющие подробно охарактеризовать интрузивные образования. Паспорта представлены в папке ANALIZ базы данных.

АРХЕЙ

Раннекурультинский комплекс метагаббровый (vAR_2^1rk) распространен в Чаро-Олёкминском и Южно-Алданском районах. Состав – метагаббро, ортоплагиосланцы и сланцы двупироксеновые меланократовые, амфибол- и гранатсодержащие, редко существенно пироксеновые и ультраосновного состава. Раннекурультинский комплекс представлен малыми телами и небольшими массивами. Породы комплекса относятся к натриевой, умереннощелочной петрохимической группе.

Возраст обосновывается приуроченностью комплекса к ассоциации образований раннеархейского тектоно-метаморфического цикла [22].

Кергелийский комплекс метаперидотит-габбровый ($vAR_2^?k$) выявлен Ю. Н. Колесником в 1975 г. и назван так Е. П. Миронюком в 1986 г. Петротипический массив расположен в устье руч. Кергели, правого притока р. Сутам, лист О-52-XXXIII.

Породы кергелийского комплекса слагают ряд мелких тел, находящихся среди саамских супракрустальных образований на территории Иенгрского района. Тела вытянуты согласно простиранию вмещающих метаморфических толщ. По составу это габбро, габбронориты, перкниты, перидотиты, ультрамафиты, редко диориты и габбродиориты, претерпевшие метаморфические преобразования. Породы комплекса совместно с вмещающими их кристаллосланцами и гнейсами диафторированы и мигматизированы древнеалданскими

гранитоидами. В результате метаморфизма они обычно превращены в ортоамфиболиты. От близких по составу супракрустальных образований иенгурской серии отличаются массивным сложением, быстрым выклиниванием и косесекущими контактами.

Кергелийский комплекс относится к натриевой, умереннощелочной петрохимической группе, геохимически сходной со стандартными габброидами [22]. Перспективен на титаномагнетитовое оруденение.

Возраст комплекса определяется на том основании, что его породы пространственно приурочены к раннеархейским стратифицируемым образованиям, совместно с ними претерпели изофациальный метаморфизм и складчатость и прорваны позднеархейскими древнеалданскими гранитоидами.

Хорогочинский комплекс перидотит-габбровый ($v\sigma AR_2^1h$) выделен авторами легенды Становой серии листов ГК-200 нового поколения [104]. Породы распространены на Усть-Нюкжинской площади Иликано-Эльгаканского района. Наиболее изучен расслоенный массив, расположенный в бассейне р. Хорогочи.

В состав комплекса включены габбро, нориты, габбронориты, анортозиты, олигоклазиты, андезиниты, перидотиты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, дуниты, перкниты, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

Комплекс представлен плутонами площадью первые км² первые десятки км² и более мелкими интрузиями. Ультраосновные породы формируют придонные части крупных расслоенных массивов или образуют небольшие согласные со слоистостью вмещающих пород линзовидные, пластообразные, нередко будинированные тела, дислоцированные и метаморфизованные совместно с образованиями рамы. Контакты с вмещающими породами четкие, реже постепенные.

Комплекс перспективен на обнаружение промышленных концентраций титаномагнетитовых руд.

Возраст образований хорогочинского комплекса – 2633 ± 20 млн лет по результатам U-Pb-изотопного датирования цирконов из анортозитов, отобранных в центральной части Хорогочинского массива [10].

Древнеолёкминский комплекс мигматит-плагиигранитовый ($pyAR_2^1do$) описан Е. П. Миронюком в 1995 г., в бассейне р. Олёкма [22] и представлен на всей территории Чаро-Олёкминского района.

Породы комплекса образуют вытянутые в субмеридиональном направлении массивы неправильной формы площадью в десятки км² в ареалах развития супракрустальных пород олёкминской серии. В составе комплекса выделяются плагииграниты, тоналиты, граниты, реже кварцевые диориты. В интрузиях комплекса встречаются скиалиты вмещающих гнейсов и кристаллосланцев. На контактах массивов с породами олёкминской серии наблюдаются зоны послонных плагииомигматитов или тневых мигматитов (плагиигранито-гнейсов).

Породы относятся к низкощелочному и умереннощелочному ряду натриевой, реже калиево-натриевой петрохимической группы.

Возраст пород комплекса авторами определяется по результатам U-Pb изотопного датирования цирконов, выделенных из гнейсовидных гранитов, –

в 2992 ± 28 и 2786 ± 18 млн лет, что несколько омолаживает данные предшественников (U-Pb из. – 3016, 3018 млн лет, Sm-Nd из. – 3044 млн лет [122]).

Джолуонский комплекс чарнокитовый (δAR_2^1d) выделен Г. И. Богач в 1986 г. на левобережье р. Имангра, руч. Джолуо, лист О-50-XXXVI и закартирован в Чаро-Олёкминском и Южно-Алданском районах.

Джолуонский комплекс образует мелкие массивы чарнокитов, сиеночарнокитов амфибол-гиперстеновых, кварцевых сиенитов, гранитогнейсов. Наиболее распространены чарнокиты массивные и гнейсовидные, состоящие из плагиоклаза, микроклина, кварца, гиперстена и диопсида. Характерные акцессории – апатит, магнетит и ортит. Породы повсеместно диафторированы с новообразованиями биотита, роговой обманки (по пироксенам) и раскислением плагиоклаза.

По химическому составу чарнокиты данного комплекса относятся к семейству граносиенитов – умереннощелочных гранитов калиево-натриевого типа и крайне высокоглиноземистой серии.

Их позднеархейский возраст определяется тесной закономерной связью с эндербитами бургайского комплекса и наложением диафтореза в связи с позднеархейской гранитизацией [22, 23].

Бургайский комплекс диорит-эндербитовый ($e\text{AR}_2^1b$) выделен В. А. Кривенко в 1987 г. в бассейне р. Бургай, лист О-50-XXII.

Породами комплекса сложены несколько массивов на Курультинской площади Чаро-Олёкминского района на границе с листом О-50. Комплекс представлен гиперстеновыми плагиогранитогнейсами (эндербитами), реже чарнокитами и гранитами лейкократовыми гранатсодержащими с обильными скиалитами нижнеархейских пород. Как правило, гранитоиды комплекса диафторированы. В контактах с вмещающими кристаллосланцами и гнейсами образуют пластообразные, линзовидные и ветвящиеся разновеликие тела, причем границы лейкосомы и палеосомы обычно расплывчатые.

Внешне эндербиты и чарнокиты похожи, имеют массивный, неясноплощатый и гнейсовидный облик. Состоят из плагиоклаза переменной основности, кварца, гиперстена и калишпата (в чарнокитах). Весьма характерны кварц-биотитовые симплектиты и гломеробластовые скопления биотита (по пироксену). В лейкогранитах постоянно присутствует гранат.

Геохимически эндербиты близки к гранитоидам древнеолёкминского комплекса, отличаясь от них литофильно-сидерофильной (Cr, Sc и др.) специализацией. По химизму породы бургайского комплекса представлены кислой и средней группами, нормальным рядом, весьма глиноземистой серией с натриевым (эндербиты) и калиево-натриевым (чарнокиты, лейкограниты) типами щелочности. С учетом их тесной связи с раннеархейскими (саамскими) гранулитовыми образованиями курультинской серии и прорывания позднеархейскими гранитоидами бестяхского комплекса, комплекс также можно датировать низами позднего архея [23].

Древнеалданский комплекс эндербит-чарнокитовый ($e\delta\text{AR}_2^1da$) выделен Е. П. Миронюком в 1986 г. в окрестностях г. Алдан, лист О-51-XVIII. Разлит на всей территории Иенгрского района и в пределах Зверевской площади Южно-Алданского района.

Древнеалданский комплекс представлен многочисленными мигматит-плутонами, сложенными массивными, полосчатыми, гнейсовидными плагиогранитами, лейкоплагиогранитами, плагиогранитогнейсами, теньвыми и послойными плагиомигматитами, имеющими постепенные переходы как между собой, так и с вмещающими образованиями. Минеральные разновидности гранитоидов зачастую определяются составом вмещающих пород. Выделяются биотит-гиперстеновые, гранат-биотитовые, гранат-гиперстен-биотитовые, гранатовые, пироксеновые, амфибол-пироксеновые, амфиболовые разновидности. Мелкие тела гранитоидов, особенно среди пироксеносодержащих вмещающих толщ, иногда имеют состав пироксеновых гранодиоритов-кварцевых диоритов (эндербитов), редко чарнокитов.

Внутри массивов гранитоидов постоянно присутствуют реликты (скиалиты) вмещающих пород. Контакты массивов с вмещающими породами, как правило, происходят через зону плагиомигматитов, плагиогранитогнейсов (теньвых мигматитов).

По содержанию щелочей породы древнеалданского комплекса относятся к нормальному ряду, а по соотношению щелочей – к натриевому и калиево-натриевому типам с преобладанием последнего [110].

Возраст пород комплекса определяется по радиологическим данным Sm-Nd м. – 2300–3000 млн лет, U-Pb кд. – 3335 млн лет [122].

Дамбукино-ларбинский комплекс эндербитовый (eAR_2^1dl) выделен Н. Н. Петрук и др. в 1998 г. и распространен повсеместно в пределах Становой области. В состав комплекса включены эндербиты, гнейсо-эндербиты, гнейсо-плагиограниты, гнейсо-гранодиориты, кварцевые гнейсо-диориты.

Породы комплекса слагают мигматит-плутоны площадью до 20 км² и небольшие, соскладчатые тела, не отражающиеся в масштабе карты. Между эндербитами и вмещающими стратифицированными образованиями характерны послойно-инъекционные контакты с постепенными переходами через зону мигматитов.

Первичный состав пород в большинстве своем изменен процессами кремниво-калиевого метасоматоза (автометасоматоза и более поздней наложенной гранитизации). Слабо метаморфизованные породы имеют бурый цвет за счет присутствия медово-желтого плагиоклаза, массивную или линзовидно-полосчатую текстуру, содержат в качестве темноцветных минералов ромбический пироксен, амфибол, иногда биотит.

По химическому составу эндербиты соответствуют тоналитам, плагиогранитам и низкощелочным гранитам и представляют собой высокоглиноземистые породы калиево-натриевой серии.

Возраст пород комплекса принимается как позднеархейский в соответствии с Легендой Алдано-Забайкальской серии листов [122].

Красногорский комплекс метаперидотитовый ($v\sigma AR_2^2k$) выделен Н. Л. Добрецовым в 1987 г. в истоках р. Токко в Олондинской структуре (лист О-50-XXX) Чаро-Олёкминского района.

В комплексе включены перидотиты, пироксениты, в т. ч. оливиновые, дуниты метаморфизованные, серпентиниты, сланцы хлорит-серпентин-тальковые, карбонат-серпентин-тальковые, талькиты.

Породы комплекса образуют линзы и жилы, а также протрузии размером до 1,5 км², залегающие в крутопадающих тектонических зонах. Они претерпели метаморфические преобразования, но сохранили реликты магматических кумулятивных текстур.

Ультраосновные породы комплекса содержат повышенные концентрации (%) титана (0,1–0,42), никеля (0,03–0,08, до 0,2–0,5 и 0,8), кобальта (до 0,03), хрома (0,02–0,08), марганца (0,15–0,3) [110]. С гипербазитами красногорского комплекса установлено проявление микроалмазов [122].

Возраст пород красногорского комплекса определен в 3003 ± 117 млн лет; 2973 ± 48 млн лет Sm-Nd изохронным методом [122].

Раннефедоровский комплекс метаперидотит-пироксенитовый (vAR_2^{rf}) выделен из состава пород, ранее включавшихся в федоровскую серию Г. Н. Киселевым в 1973 г., в бассейне руч. Медведевка, правого притока Мал. Нимныра, лист О-51-XXIV.

Интрузии комплекса выявлены в Иенгрском районе, представлены мало-мощными согласными линзами, реже пологосекущими дайками, тяготеющими к низам разреза федоровской серии, по отношению к которым они являются доскладчатыми или раннескладчатыми. Это небольшие, чаще всего монопородные тела ортоамфиболитов, иногда клинопироксенсодержащих, а также ортосланцев: оливин-роговообманковых, оливин-клинопироксен-роговообманковых, реже двупироксен-оливин-роговообманковых. Породы часто серпентинизированы, хлоритизированы и амфиболизированы.

Породы комплекса соответствуют субщелочной габбро-кварцево-диорит-монцонитовой калиево-натриевой петрохимической группе, нередко фосфоритоносной.

Средне-позднеархейский возраст пород комплекса определяется на основании прорывания ими образований федоровской серии и находками их ксенолитов в гранитах каменковского комплекса.

Тепроканский комплекс метагабброидный ($vAR_2^{?t}$) выделен В. С. Федоровским в 1978 г. в бассейне р. Калар (ниже устья р. Тепрокан), лист О-50-XXXVI. Интрузии комплекса закартированы в пределах Зверевской площади Южно-Алданского района.

Комплекс объединяет габброамфиболиты, метагаббро, иногда оливиновые, метапироксениты и другие метаморфизованные породы ультраосновного состава, которые слагают небольшие штоки и дайки с характерной краевой фацией ортосланцев.

Породы комплекса относятся к калиево-натриевой группе умеренной и низкой щелочности, постоянно содержат акцессорные сфен, апатит, магнетит и титаномагнетит.

Возраст пород комплекса подтвержден геологическими и радиологическими данными и установлен в 2984 ± 22 млн лет.

Амнуннактинский комплекс метагаббровый (vAR_2^{am}) выделен Е. П. Миронюком в 1963 г. в верхнем течении руч. Амнуннакта, правого притока р. Темулякит на левобережье р. Олёкма, лист О-51-ХIII, область распространения комплекса – Чаро-Олёкминский район Алданского щита.

Комплекс представлен мелкими массивами и линзовидными дайкообразными телами метаморфизованных габбро, лейкократовых габбро, габбродио-

ритов. Массивы изометричной, неправильной или плитообразной формы достигают по площади нескольких км². Линзовидные и дайкообразные тела имеют мощность 20–50 м, редко – первые сотни метров при длине 200–700 м, редко первые км. Сложение пород, как правило, массивное, средне- и крупнозернистое, текстура апогаббровая, массивная, сланцеватая. В строении многих крупных тел установлена зональность, выражающаяся в смене мезо- и меланократовых метагаббро в центре метагаббро-диоритами и металейкогаббро в краевых частях тел.

Породы комплекса относятся к нормальному ряду натриевой и калиево-натриевой серий. Они геохимически специализированы на никель, кобальт, цинк, марганец, германий [110].

Возраст пород комплекса, полученный U-Pb к-д. и Sm-Nd из. определен в 2984 ± 22 , 3094 ± 430 , 2991 ± 57 млн лет, 3001 ± 3 млн лет [122]. По данным авторов, основанных на результатах U-Pb датирования цирконов из метагаббро, отобранных на правом берегу р. Олёкма в 5 км ниже устья р. Хани, возраст комплекса составляет 2709 ± 29 млн лет.

Таежнинский комплекс диорит-гранодиоритовый ($\gamma\delta AR_2^t$) выделен Е. П. Миронюком в 1995 г. на железорудном месторождении Таежное в истоках р. Леглиер, лист О-51-XXIV. Он представлен в Иенгрском районе небольшими конформными телами, среди метаморфитов федоровской серии, из которых только немногочисленные выходы показаны на карте. Состоит из разнообразных по типам пород, часто со скиалитами вмещающих образований, среди которых преобладают гранодиориты, кварцевые диориты, граносиениты, реже встречаются субщелочные диориты биотит-роговообманковые, биотитовые, иногда биотит-диопсидовые и диопсид-роговообманковые [22].

Верхний уровень возраста пород таежнинского комплекса ограничивается их прорыванием гранитами каменковского комплекса [22].

Древнефедоровский комплекс плагиогранитовый ($r\gamma AR_2^?d$) развит на Нимнырской и Мелемкёнской площадях Иенгрского района.

Породы комплекса слагают мигматит-плутоны сложной формы, образующие обширные поля. По составу среди пород комплекса выделяются плагиограниты, тоналиты, граниты биотитовые, биотит-амфиболовые, гиперстен-амфиболовые, гиперстен-биотитовые, гнейсовидные, плагиогнейсограниты. Плагиограниты имеют постепенные переходы к супракрустальным образованиям федоровской серии, которые часто присутствуют в них в виде скиалитов. Макроскопически плагиограниты – это серые, буровато-серые мелкозернистые до крупнозернистых породы с массивной или гнейсовидной текстурой. Минеральный состав пород (%): кварц – до 40 объема, плагиоклаз – до 60, калиевый полевой шпат – 10–15, темноцветные минералы – от 3–5 до 7–10. В плагиоклазе постоянно присутствуют антипертитовые вставки калишпата.

Породы комплекса относятся к калиево-натриевой умереннощелочной петрохимической группе.

Возраст пород комплекса, по геологическим данным, моложе супракрустальных образований федоровской серии и древнее раннепротерозойских

интрузий каменковского комплекса и, в соответствии с данными [122], принят позднеархейским.

Бестяхский комплекс тоналит-плагиогранитовый ($r\gamma AR_2^2b$) выделен Е. П. Миронюком в 1962 г. на водоразделе рек Амга и Олёкма, в истоках руч. Бестях, лист О-51-XV. Образования комплекса развиты в Чаро-Олёкминском и Южно-Алданском районах.

Бестяхский комплекс представлен соскладчатыми метаморфизованными интрузиями среди позднеархейских вулканических поясов и многочисленными массивами за их пределами.

Породы комплекса представлены гнейсовидными плагиогранитами и тоналитами биотитовыми и амфибол-биотитовыми с переходами к гранитам. В зонах длительно живущих тектонических разломов гранитоиды комплекса преобразованы в гнейсовидные граниты либо в порфиробластические граниты. Заключительные этапы становления комплекса сопровождаются пегматоидными гранитами, пегматитами (биотитовыми, магнетитовыми и ортитовыми), редко аплитами.

Граниты комплекса относятся к натриевой низкощелочной петрохимической группе.

Возраст пород комплекса определяется по геологическим данным: они содержатся в ксенолитах гранитов чародоканского комплекса ($\gamma AR_2^3\check{c}r$). По радиологическим измерениям получены следующие возрасты: Sm-Nd из. – 2923 млн лет, U-Pb к. д. – 2608–3018 млн лет, Pb-Pb из. – 2855 млн лет, Rb-Sr из. – 2530, 2810 млн лет [122].

Древнестановой комплекс гнейсо-гранит-гнейсо-плагиогранитовый ($r\gamma AR_2^2ds$) выделен Д. С. Коржинским в 1935 г. Петротипическая местность – Становой хребет в районе истоков Лапри и Моготы с прилегающей долиной р. Тимптон, листы N-51-V, -VI. Породы комплекса развиты в Иликано-Эльгаканском районе, в пределах Усть-Нюкжинской площади.

Состав – гнейсовидные плагиограниты, тоналиты, граниты, граносиениты, лейкограниты биотит-роговообманковые и биотитовые, мигматиты.

Породы комплекса слагают гранито-гнейсовые купола неоднородного строения, а также сложные по форме и внутреннему строению пластовые тела (до 10 км²), ореолы мигматизации и гранитизации площадью сотни км². Границы тел с вмещающими образованиями расплывчатые за счет зон мигматизации и гранитизации шириной до нескольких километров. Характерна зависимость состава древнестановых гранитоидов от состава вмещающих пород, выраженная в преобладании в них аналогичных темноцветных минералов. Основными типами пород, выделяющимися по химическому составу, являются высоконатриевые низкокалиевые плагиограниты, высокощелочные калиево-натриевые и натриево-калиевые граниты, с переходами к граносиенитам и щелочным гранитам.

Отличительная особенность гранитоидов комплекса – повышенные содержания элементов, не характерных для кислых пород – Ni, Co, Cr.

Возраст древнестанового комплекса: U-Pb к. д. – 2941 млн лет, Rb-Sr из. – 2820 млн лет.

Китемеляхский комплекс – друзиты ($vAR_2^3?kt$) впервые выделен Е. П. Миронюком в 1971 г., им же дано название в 1995 г. Петротипическая

местность – бассейн руч. Китемелях, водораздел рек Тас-Хойко–Нелюки, лист О-51-ХV. Область развития – Чаро-Олёкминский район, Олёкминская площадь.

Комплекс представлен единичными дайками, прорывающими супракрустальные раннеархейские отложения нимырской свиты, на Олёкмо-Амгинском водоразделе. Дайки не дифференцированы, представлены слабо-метаморфизованными друзитами – лейкогаббро оливин-двопироксеновыми с келифитовой структурой (амфибол, клинопироксен, гранат, биотит) и относятся к среднемагнезиальной натриевой петрохимической группе.

Возраст комплекса принят в соответствии с Легендой Алдано-Забайкальской серии листов.

Укдускинский комплекс метагаббровый ($vAR_2^3?uk$) выделен А. Н. Тимашковым в районе одноименного месторождения апатита, открытого Г. Т. Калнстраутом в 1975 г. на левобережье р. Хани, лист О-51-ХХV [22]. Область развития пород комплекса – Курультинская площадь Чаро-Олёкминского района.

К укдускинскому комплексу отнесен ряд мелких массивов и пластовых тел апатитоносных метагабброидов на правобережье р. Хани и в междуречье Хани–Эвонокит. Массивы трассируют зону Эвонокит-Барылахского разлома, имеют субмеридиональное простирание и размеры до 1 км в ширину и 9 км в длину. Строение отдельных тел сложное. Основные разновидности пород представлены метаморфизованными габброидами, габбро-пироксенитами и плагиоклаз-клинопироксен-роговообманковыми ортосланцами. Встречаются также плагиоклаз-пироксеновые, амфибол-магнетит-apatит-пироксеновые, двуполевошпатовые биотит-амфиболовые ортосланцы.

Породы комплекса принадлежат к субщелочной натриево-калиевой петрохимической группе высокожелезисто-фосфористой с надкларковым содержанием хрома и никеля.

Возраст укдускинского комплекса определяется совокупностью геологических соотношений и радиологическим определением: 2600 ± 10 млн лет (метод Рb-Рb термоизохронный по циркону из субщелочных метадиоритов [73]).

Олёкмо-каларский комплекс анортозитовый ($\eta AR_2^3?ok$) выделен И. А. Томбасовым в 1986 г., в бассейне р. Калакан-Каларский, лист О-50-ХХХVI. Породы комплекса распространены в пределах Курультинской площади Чаро-Олёкминского района и Давачанской площади Южно-Алданского района.

Комплекс представлен двумя крупными массивами Ингамакитским и Куранакским и мелкими апофизами массивов, приуроченными к Становому глубинному разлому. Массивы представляют собой полого падающие в северном направлении «плитообразные» тела мощностью 3–4 км и протяженностью от 50 до 120 км. Контакты анортозитов с вмещающими породами, как правило, тектонические, однако в некоторых случаях наблюдаются и эруптивные соотношения. Рассматриваемые массивы сложены преимущественно анортозитами, которые в краевых частях переходят в меланократовые основные породы (габбро-анортозиты, габбронориты, габбро), обладающие четкой расслоенностью. Особенностью олёкмо-каларского комплекса является мно-

гостадийность формирования. Каждой стадии кристаллизации соответствует свой тип пород – лабрадорит, андезинит-лабрадорит, андезинит и др., в составе которых наблюдаются четыре генерации плагиоклаза, три генерации пироксенов и две роговой обманки.

Породы олёкмо-каларского комплекса относятся к натриевой серии нормального ряда и специализированы на Ti, Fe, P, МПГ.

Возрастное положение олёкмо-каларского комплекса устанавливается на основании полученных определений возраста – около 2700 млн лет [82], U-Pb методом по циркону соответственно 2611 ± 38 млн лет и 2623 ± 23 млн лет [67], что соответствует верхам позднего архея.

Диалтундинский комплекс метагаббро-диоритовый (vAR_2^3d) впервые выделен Л. М. Реутовым в 1981 г. в бассейне р. Диалтунда, левого притока Амедици, лист О-51-XXII. Область развития пород комплекса – Чугинская и Нимнырская площади Иенгрского района.

Диалтундинский комплекс представлен слабодифференцированными и метаморфизованными малыми интрузиями габбро, диоритов, кварцевых диоритов, долеритов. Первичные минералы – плагиоклаз, клинопироксен; метаморфические – биотит, актинолит, хлорит, эпидот, серицит, карбонат, альбит. Из аксессуарных минералов наиболее распространены магнетит, сфен, апатит, циркон [22].

Породы комплекса относятся к калиево-натриевой умереннощелочной и субщелочной петрохимической группам.

Позднеархейский возраст комплекса принят в соответствии с Алдано-Забайкальской серийной легендой (2009 г.) по Sm-Nd из. возрасту метагаббро в 2910 млн лет [103].

Кудулахский комплекс метагаббро-анортозитовый ($v\eta AR_2^3kd$) впервые был описан Е. И. Бирюковым в 1987 г. на Мелемкёнской площади Алданского щита в бассейне левых притоков р. Гувилгра как совокупность позднеархейских расслоенных интрузий метаанортозитов [123]. Петротипическая местность – бассейны рек Кудулах и Кудулакан, где закартированы два небольших (по 5 км²) массива. Развита в пределах Мелемкёнской площади Иенгрского района.

Кудулахский комплекс является типичным представителем анортозит-мангерит-гранитовой ассоциации Алдано-Станового щита. В составе комплекса наблюдаются анортозиты, габбро-анортозиты, габбронориты, пироксениты. Наиболее изучен Кудулахский массив. Он имеет овальную форму и вытянут в северо-восточном направлении согласно с вмещающими породами: гнейсами иенгрской серии и соскладчатыми им мигматит-гранитами. Характерной особенностью массива является его расслоенность, которая выражена чередованием габброидов и анортозитов с приуроченностью более основных разновидностей пород к эндоконтакту.

В петрохимическом отношении породы массива принадлежат к калиево-натриевой серии, характеризуются высокой глиноземистостью (до 24%), высокой щелочностью и высоким коэффициентом железистости. Во всех разновидностях пород массива отмечены повышенные содержания фосфора, титана, марганца и ванадия. С габброанортозитами комплекса генетически связаны проявления комплексной апатит-ильменит-титаномагнетитовой вкрап-

ленной минерализации с содержаниями TiO_2 до 5,80 %, Fe_2O_3 (общее) до 23,65 % и P_2O_5 до 3,05 % [123].

В соответствии с актуализированной Алдано-Забайкальской серийной легендой (2009 г.) возраст комплекса принят как позднеархейский, что подтверждено авторами на основании данных U-Pb метода по цирконам – 2618 ± 18 млн лет, при наложенных мезозойских процессах, показывающих возраст в $119,4 \pm 2,2$ млн лет.

Бурпалинский комплекс метагаббровый ($vAR_2?br$) выделен по Бурпалинскому плутону, обнаруженному В. Д. Габышевым в бассейне Унгры, где он прорывает породы бурпалинской толщи. Площадь плутона – 150 км². Несколько более мелких массивов прослежены от него на запад до верховьев Конды. Область развития комплекса – Зверевская площадь Южно-Алданского района.

В бурпалинский комплекс объединены различные по составу породы, имеющие тесную пространственную и структурную связь. Это разнообразные по составу диориты, плагиоклазиты, перидотиты, пироксениты, микродиориты, долериты, слагающие факолитоподобные, пластовые и дайкообразные тела. Тела имеют неправильную амебообразную форму и несколько вытянутую в северо-западном направлении. С главной фазой внедрения интрузий комплекса связана пирротиновая минерализация, несущая никель и кобальт.

На породы повсеместно наложен диафторез зеленосланцевой фации.

Время формирования комплекса однозначно не установлено. По прямым наблюдениям, возрастные границы пород комплекса определяются воздействием процессов, связанных с их внедрением, на среднелопийские отложения бурпалинской толщи и тем, что они пересекаются с дайками и жилами эгириновых и эгирин-авгитовых сиенитов, а также кварцевой жиллой с арфведсонитом самокитского(?) комплекса. По данным определения абсолютного возраста установлено два этапа формирования комплекса: первый – 1489–1514 млн лет (долериты) и 1485–1433 млн лет (диорит); второй – 994–975 млн лет (диорит), 834–854 млн лет (диорит) и 703–716 млн лет (диорит) [29].

Брянтинский комплекс анортозит-габбровый ($v\eta AR_2^3?b$) развит на территории Усть-Нюкжинской площади Иликано-Эльгаканского района. Выделен при составлении Легенды Становой серии листов в верхнем течении р. Брянта, лист N-52-II, -VIII [104].

Брянтинский комплекс представлен субширотной зоной разновозрастных плутонов, прорывающих гнейсы и кристаллические сланцы становой серии и граниты древнестанового комплекса, и наиболее полно представлен в бассейне нижнего течения Нюкжи. Средние по размерам тела крутонаклонные, конформные, четко дифференцированные, со следами расслоенности, мелкие являются однородными. Дифференциаты представлены меланогаббро, габбро, реже диоритами, габброанортозитами с редкими слоями анортозитов, пироксенитов, габбро порфириовидного, с вкрапленностью апатита, магнетита, ильменита либо титаномагнетитового габбро. В малых телах магматические структуры исчезают, здесь преобладают ортосланцы роговообманковые, реже кварц-роговообманковые, которые иногда инъецированы гранодиоритами.

Породы комплекса относятся к калиево-натриевой умереннощелочной титанисто-фосфористой петрохимической группе с надкларковым содержанием стронция, бериллия, бария, молибдена, кобальта. Малые тела сложены фосфорно-низкотитанистыми разновидностями. Все породы комплекса метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Возраст комплекса определяется как позднеархейский только по геологическим соотношениям (породы прорывают и пространственно ассоциируют с позднеархейскими метаморфитами).

Чародоканский комплекс гранитовый ($\gamma AR_2^3 cr$) выделен Е. П. Миронюком в 1951 г., петротип комплекса – Чародоканский массив в бассейне р. Чародокан, область развития – Токкинская, Олёкминская и Тас-Мизэлинская площади Чаро-Олёкминского района.

Чародоканский комплекс объединяет разнообразные по составу позднеархейские (лопийские) гранитоиды (граниты, плагиограниты, гранодиориты, гнейсограниты), широко распространенные в районе. Основная часть их сконцентрирована в пределах одноименного массива (долина р. Чародокан, лист О-51-ХХ), площадь которого превышает 1000 км² при общей протяженности с севера на юг более 100 км. Несколько мелких тел расположено в обрамлении южной части массива в междуречье Хани–Тумуллур, а также в субмеридиональной Олёкминской зоне разломов, на право- и левобережье р. Олёкма (лист О-51-ХХ). Большая часть интрузивов сложена массивными монцонитоидными биотитовыми гранитами, переменное содержание плагиоклаза в которых определяет переходы гранитов к гранодиоритам, реже граносиенитам. Границы с вмещающими образованиями курультинской и олёкминской серий контрастные, грубомигматитовые, но в зависимости от величины эрозионного среза могут быть и интрузивными [22]. Большинство исследователей рассматривают эти плутоны как многофазные недифференцированные.

Породы комплекса относятся к натриево-калиевой умереннощелочной и субщелочной петрохимической группе с повышенной железистостью и появлением в кремнекислотной группе калиевых разновидностей. Породы обогащены никелем, кобальтом, галлием, цинком, свинцом.

Возраст пород комплекса устанавливается по прорыванию ими позднеархейских пород олёкминской серии, трансгрессивному перекрытию отложениями бытыгырской серии и радиологическим данным (2600 млн лет, метод U-Pb из. по циркону из гранитов Чародоканского массива [44], 2608 ± ± 18 млн лет, метод U-Pb из. по циркону из гранитов (жилы), р. Олёкма в 4 км ниже устья руч. Ниж. Тарын [83]).

Ускельский комплекс мангеритовый ($q\zeta AR_2^3 us$) выделен в 1961 г. Г. Н. Баженовой в бассейне р. Илинсала, а М. З. Глуховским на Становом хребте, назван так Е. П. Миронюком в 1995 г. Комплекс развит в пределах Курультинской площади Чаро-Олёкминского и Давачанской площади Южно-Алданского района. В составе комплекса объединены мангериты и йотуониты гнейсовидные биотит-амфиболовые, пироксенсодержащие.

Ускельский комплекс представлен массивами неправильной формы, тяготеющими к ближайшей периферии интрузий олёкмо-каларского комплекса. Массивы комплекса имеют неоднородный состав и сложные соотношения с

окружающими образованиями – нечеткие, инъекционные либо метасоматические. Внутреннее строение интрузий неоднородное. Преобладают мангериты, которые относятся к натриево-калиевой субщелочной петрохимической группе, йотуниты являются представителями калиево-натриевой умереннощелочной, высокоглиноземистой группы. Третьей разновидностью пород, имеющей ограниченное распространение, являются чарнокиты-эндербиты.

Породы комплекса имеют надкларковые содержания молибдена, цинка, марганца, бериллия, циркония и титана. Среди всех пород комплекса отмечены кварц-двуполевошпатовые залежи, в которых находятся гнезда (до 30 дм²) циркона и редкоземельного ортита.

Возраст ускельского комплекса дискуссионный, опорным для определения его верхней границы является более молодой (позднекарельский) геологический возраст прорывающих их гранитов пуричканского комплекса.

Нелюкинский комплекс гранитовый (γAR_2^{nl}) выделен Е. П. Миронюком в 1995 г. в верховье р. Нелюки, левого притока Чуги (лист О-51-XXI) и проявлен в пределах Иенгрского района, а также на территории Олёкминской площади Чаро-Олёкминского района.

Породы комплекса образуют плитообразные (трещинного типа), полукольцевые, сложные в плане массивы. Внутреннее строение массивов неоднородное, контакты с вмещающими образованиями часто инъекционные, обусловленные процессами гранитизации и мигматизации. Массивы сложены гранитами, субщелочными гранитами, плагиогранитами, внешние зоны – гранитогнейсами. По составу это гранитоиды с многостадийными генерациями главных породообразующих минералов, которые при залегании в лопийских породах – роговообманково-биотитовые и биотитовые, а при залегании в саамских отложениях – еще и роговообманковые, клинопироксен-роговообманковые, а изредка гранатовые и силлиманитовые.

Гранитоиды комплекса относятся к высокожелезистой натриево-калиевой и калиево-натриевой субщелочной петрохимической группе. Для них характерны надкларковые содержания титана, ванадия, хрома, кобальта, никеля, меди и свинца.

Определения изотопного возраста – 2398–2487 млн лет (U-Pb к-д) [81].

Чубачинский комплекс гранитовый (γAR_2^{cb}) выделен Е. Н. Цеймахом в 1986 г. в бассейне р. Чубачи, левого притока Ниж. Ларбы, листы N-51-IV, -V, -X, -XI. Породы комплекса развиты в пределах Усть-Нюкжинской площади Иликано-Эльгаканского района и объединяют граниты, гранодиориты, плагиограниты, граносениты биотитовые, лейкограниты, пегматиты.

Чубачинские граниты образуют массивы протяженностью до 20 км при ширине выхода 1–4,5 км, которые сопровождаются штоками и жилами гранитов и редкими телами пегматитов. Контакты интрузивных тел – четкие, иногда наблюдается экзоконтактная биотитизация и эпидотизация раннеархейских кристаллических сланцев становой серии. По составу гранитоиды комплекса чаще всего микроклин-плагиоклазовые, биотитовые, изредка с роговыми обманками.

Комплекс относится к калиево-натриевой субщелочной петрохимической группе (с постоянным присутствием умереннощелочных разновидностей),

низкокальциевой и высокоглиноземистой, иногда с повышенными содержаниями титана и фосфора.

Возраст пород комплекса определяется по прорыванию ими древнестановых гранитов, наличию ксенолитов хорогочинского комплекса [22], а также по радиологическим данным – 2505 ± 20 млн лет (определение U-Pb методом по цирконам) [122].

ПОЗДНИЙ АРХЕЙ–ПРОТЕРОЗОЙ (ЛОПИЙ–КАРЕЛИЙ)

Гранитоиды нерасчлененные (γ PR:AR?) выделяются на территории Ярогинской и Унгра-Десовской площадей Иенгрского района на основании легенд листов О-(50),51 Госгеолкарты РФ [22] и О-51-ХII, -XVIII [26, 27] и подготовленных к изданию листов О-51-XXIII (Д. В. Утробин, С. Б. Торопыгин, А. В. Минаков и др., 2012), О-51-XXIV (Д. В. Утробин, Е. А. Кардаш, С. Б. Торопыгин, и др., 2012).

В состав нерасчлененных гранитоидов включены существенно калишпатовые граниты и гранитогнейсы, в меньшей степени плагиограниты, которые не отнесены к определенному комплексу. Эти породы образуют ультраметабазитные мигматит-плутоны и мелкие автохтонные субпластовые тела неправильной формы, обычно согласные с простираем вмещающих супракрупных толщ. Гранитные тела сопровождаются обширными ореолами мигматизации и гранитизации, а также секущими жилами пегматитов и пегматоидных гранитов. Границы между телами гранитов и гранитогнейсов условные, по преобладанию тех или иных пород. Массивы гранитов имеют постепенные контакты с породами верхнеалданской и федоровской серий, а также с ранними гранитными комплексами через темновые мигматиты, гранитизированные плагиосланцы и гнейсы. Часто граниты секутся кварцевыми, полевошпат-кварцевыми жилами каменковского комплекса, скиалиты вмещающих пород (до 10–20 % объема) и линейные (пластообразные или линзовидные) тела разнозернистых, иногда порфиробластовых кварц-полевошпатовых метасоматитов, образующих зоны мощностью в десятки метров и протяженностью в первые километры.

Граниты представляют собой гнейсовидные, редко массивные мелко-, средне-, или крупнозернистые, иногда порфиробластические породы светло-серого, розового, красного цвета. Гранито-гнейсы близки по составу и облику к гранитам, имеют с ними постепенные переходы, но всегда гнейсовидны, содержат больше темноцветных минералов и в значительной степени сохраняют структурно-текстурные особенности пород субстрата. Состав темноцветных минералов большей частью наследуется от вмещающих пород. Преобладают биотитовые, амфибол-биотитовые разновидности, реже встречаются амфиболовые и пироксеновые, совсем редки гранатовые и кордиеритовые. По количеству темноцветных минералов большая часть гранитов относится к лейкократовым (менее 5 % цветных минералов) породам, менее распространены мезократовые (5–10 %). В редких случаях содержание фемических минералов (в основном биотита) составляет 10–15 %. Граниты характеризуются гранобластовой, гетеробластовой, аллотриоморфнозернистой, реже

порфиробластовой структурами. Минеральный состав (%): кварц (25–35), плагиоклаз (олигоклаз, редко – андезин) (10–35), калишпат (микроклин или микроклин-пертит) (20–50), биотит (1–5), роговая обманка (0–3), диопсид (0–5), гиперстен (0–2). Плагиоклаз, как правило, замещен (20–60 % объема) антипертитами калишпата и (или) альбита, иногда скаполитизирован.

Во всех разновидностях в незначительных количествах могут присутствовать минералы вмещающих пород – кордиерит, силлиманит, гранат, сфен.

Химический состав нерасчлененных гранитоидов приведен в базе данных.

Возрастное положение гранитоидов неопределенно. С одной стороны, они содержат реликты невычлененных гранитоидов ранних циклов развития (древнеалданский комплекс эндербит-чарнокитовый – $(e\check{c}AR_2^1da)$, с другой стороны, развиваются по супракрустальным породам архея и рвутся интрузивами каменковского комплекса ($l\gamma PR_2^1km$).

Таким образом, возраст нерасчлененных гранитоидов устанавливается как неуточненный раннепротерозойско-архейский ($\gamma PR:AR?$).

Неричинский комплекс гранодиорит-гранитовый ($\gamma-\gamma\delta PR_1^1:AR_2n$) выделен Д. В. Утробиним в 1992 г. и авторами Легенды Алданской серии листов 2000 г. Петротипом комплекса является Неричинский массив в бассейне руч. Неричи, правого притока Иенгры, листы О-51-XXXV,-XXXVI. Породы комплекса распространены в Южно-Алданском районе.

На территории листа находится северная часть петротипического Неричинского плутона, расположенного в пределах Южно-Алданского структурного района, в узле пересечения Становой и Суннагино-Ларбинской зоны разломов. В плане массив образует удлиненное в близмеридиональном направлении тело с неровными заливообразными ограничениями, в целом дискордантное к простираению вмещающих пород. По геофизическим данным, он представляет собой воронкообразное тело с крутыми южными ограничениями и выположенными – северными и восточными. С запада граница тектоническая. Массив содержит много ксенолитов вмещающих раннедокембрийских пород тангракской серии, иногда достигающих в размерах нескольких сот метров и даже километров.

Основной объем комплекса составляют светло-серые до белых среднекрупнозернистые массивные, реже гнейсовидные двуполевошпатовые граниты, связанные постепенными переходами с биотитовыми гранодиоритами и, редко, плагиогранитами. Массив сопровождается ореолом калишпатизации (микроклинизации) вмещающих пород мощностью в десятки, а участками – в сотни метров. Калишпатизация наиболее интенсивно проявлена на северо-восточном его экзоконтакте вдоль трещин и плоскостей сланцеватости с образованием тел неправильной формы и ветвящихся жил калишпатитов. Массив прорван дайками и малыми телами позднеюрских–раннемеловых гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиров.

Химический состав пород неричинского комплекса приведен в базе данных.

Возраст гранитоидов неричинского комплекса определяется следующими данными. Они прорывают супракрустальные толщи иликанской, тангракской и зверевской серий и ультраметаморфогенные гранитоиды раннего архея, а также мощные зоны диафторитов Становой зоны разломов и не подвергались

региональному метаморфизму. Все породы комплекса рвутся позднеюрскими–раннемеловыми магматитами. В литературе представлены следующие результаты определения возраста различными изотопными методами: три свинец-свинцовым методом термоионной эмиссии по цирконам Неричинского массива и мелких массивов в бассейне Холодникана, девять калий-аргоновых датировок по калишпату гранитов и кварцевых жил Неричинского массива, которые указывают на его мезозойский возраст (141–166 млн лет). Поскольку все точки пробоотбора на калий-аргоновые определения возраста Неричинского массива расположены в ареале развития мезозойских магматитов, то скорее всего эти определения фиксируют время мезозойского новообразования калишпата. Поэтому, в соответствии с серийной легендой, возраст неричинских образований принят как раннепротерозойский–позднеархейский.

ПРОТЕРОЗОЙ

РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (КАРЕЛИЙ)

Тукурингрский комплекс гранитовый выделен А. С. Вольским и др. в 1975 г. в восточной части Ньюжино-Гилуойского района Становой области.

Породами комплекса на территории листа сложен только Чубачинский массив, расположенный в южной части листов О-51-XXXIV, -XXXV.

В составе тукурингрского комплекса выделяются две фазы: первая ($q\delta PR_{1t_1}$) – кварцевые диориты, монцодиориты, монцониты, кварцевые монцониты; вторая (γPR_{1t_2}) – граниты, гранодиориты, кварцевые сиениты, субщелочные граниты, субщелочные лейкограниты.

Кварцевые диориты, монцодиориты, монцониты, кварцевые монцониты *первой фазы* слагают отдельные интрузии сложной формы площадью первые км²–первые десятки км² и имеют, как правило, нечеткие контакты с вмещающими породами. Большинство разновидностей пород имеет массивную, реже гнейсовидную текстуру и порфировидную, порфиробластовую структуру; наблюдаются фациальные взаимопереходы. Породы относятся к нормальному и субщелочному рядам с примерно равным соотношением щелочей или преобладанием натрия над калием.

Главная *вторая фаза* тукурингрского комплекса представлена гранитами, гранодиоритами, кварцевыми сиенитами, субщелочными гранитами, которые распространены в пределах зоны северо-западного простирания, расположенной южнее Станового разлома. Ими преимущественно и сложен Чубачинский массив. Внутреннее строение массива неоднородно. Его центральная часть гомогенная представлена порфировидными гранитами, к периферии плутона появляются лейкократовые разновидности, грубые мигматиты, гнейсовидные граниты, гранодиориты и граносиениты. По составу гранитоиды массива микроклин-плагиоклазовые биотитовые, редко с роговой обманкой. Они прорывают архейские супра- и инфракрустальные образования. Их несогласно перекрывают отложения сэгангринской свиты раннемелового возраста. Контакты с вмещающими метаморфитами тектонические или постепен-

ные, послойно-инъекционные, через зоны перехода шириной до 1,5–2 км. В ряде случаев, когда вмещающими породами являются архейские гранитоиды, отличать раннепротерозойские образования от пород рамы сложно. Породы комплекса принадлежат к нормальному и субщелочному рядам и относятся к тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации. Для них характерно равное соотношение натрия и калия или преобладание первого, повышенное содержание тантало-ниобатов, урана и тория. Геохимической особенностью пород является надкларковое содержание бария, свинца, кадмия и висмута.

Результаты определения возраста пород комплекса на смежной территории (Амнуннактинский массив, бассейн р. Нюкжа) радиологическими методами – 2365 ± 65 , 132 ± 4 ; млн лет (U-Pb метод по цирконам, лаборатория ВСЕГЕИ, 2005 г.) отражают раннепротерозойский (раннекарельский) период внедрения гранитоидов, а также время раннемеловых наложенных процессов и полностью согласуются с геологическими данными [24].

По данным авторов этой записки, ядра цирконов из гранитоидов тукурингского комплекса, отобранных в северной части Чубачинского массива, показывают дискордантный возраст в 2321 ± 34 , 2265 ± 11 , 2578 ± 28 , 2744 ± 29 млн лет (U = 69 г/т Th/U = 0,7), 2688 ± 21 млн лет (U = 232 г/т Th/U = 0,3), 2647 ± 20 млн лет (U = 61 г/т Th/U = 0,09), что указывает на раннекарельский возраст комплекса. Полученные результаты в $138 \pm 4,8$ млн лет и $143,9 \pm 3,6$ млн лет для лейкократовых гранитов и $142,3 \pm 3,4$ млн лет для равномернотекстурированных гранитов свидетельствуют о сильном воздействии процессов мезозойской ТМА на породы комплекса.

Исходя из вышеизложенного, возраст тукурингского гранитового комплекса принимается как раннекарельский.

Верхнечугинский комплекс метагаббро-диоритовый ($v\delta PR^2_{IVC}$) впервые описан Л. М. Реутовым в 1981 г. в составе диалтулинского комплекса в истоках р. Чуга и Ярогинском грабене, листы О-51-XXI, -XXII. В 1995 г. Е. П. Миронюк назвал комплекс верхнечугинским, а Д. В. Утробин уточнил его возраст [123]. Породы комплекса распространены на Ярогинской площади Иенгрского района.

В верхнечугинский комплекс объединены малые тела и дайки основных пород, прорывающих породы ярогинской серии и более древние образования. Это, как правило, однородные тела, трассирующие слабовыраженные зоны разломов субширотного и субмеридионального направлений. Их состав и строение однообразны. Преобладают породы диоритового и кварц-диоритового состава при подчиненном развитии габбро и гранодиоритов, также в составе комплекса отмечены дайки долеритов. Породы массивные мелкозернистые, в краевых частях порфирированные. Внешне характеризуются темно-серым и зеленовато-серым цветом. Структура пород бластоофитовая, грано-немактобластовая, гетерогранобластовая, редко гломеропорфиридная. Текстура массивная, пятнистая, сноповидная. Минеральный состав достаточно устойчив: плагиоклаз, иногда калишпат, кварц, роговая обманка, биотит, редко клинопироксен (эпизодически ортопироксен), магнетит, титаномангнетит, апатит, сфен и циркон.

Породы комплекса относятся к калиево-натриевой субщелочной петрохимической группе титанисто-фосфористой. В породах отмечаются повы-

шенные содержания никеля, хрома, реже меди, а также локальные надкларковые содержания иттербия, иттрия, ванадия и цинка. Породы комплекса метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации [29].

Возраст верхнечугинского комплекса – 1950 ± 20 млн лет определен Sm-Nd изохронным методом по метадиабазу из района Субганского грабена [44].

По данным авторов записки, интрузив, сложенный аналогичными долеритами, установлен на Верхнеамгинском горсте, что существенно расширяет ареал распространения пород комплекса. Предшественниками данный массив картировался как интрузия лампроитов мезозойского куранахского комплекса. Возраст долеритов по результатам геохронологических исследований цирконов U-Pb методом на SHRIMP-II установлен в 1971 ± 49 млн лет и 1985 ± 6 млн лет, что соответствует позднему карелию.

Унгринский комплекс габбровый (vPR_{1un}^2) впервые выделен в долинах рек Алдан и Унгра в районе устья последней А. С. Телегой в 1949 г., лист О-51-XXII, назван Л. М. Минкиным в 1963 г. Область развития комплекса – Унгра-Десовская площадь Иенгрского района.

Унгринский комплекс представлен многочисленными плутонами различных размеров (до 200 км^2), в совокупности образующими Алдано-Хатыминский субширотный плутонический пояс, прослеженный от долины р. Алдан на западе до восточной рамки листа. Интрузии комплекса прорывают гранитизированные породы федоровской серии и несут следы наложенного метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации [22].

Форма плутонов штокообразная и плитообразная, иногда факолитовая. Приконтактных изменений не отмечается, ксенолиты редки. Строение плутонов слабоанизотропное, обусловленное сочетанием главных типов пород – лейкогаббро, габбро, реже диоритов, монцогаббро и монцодиоритов разной меланократовости. Постоянно встречаются шлирово-полосчатые и сланцеватые текстуры, реже трахитоидные. Жильная фаза комплекса представлена горнблендитами.

Макроскопически все породы комплекса крупнозернистые. Минеральный состав пород группы следующий (%): плагиоклаз – 50–70, темноцветные минералы – 30–50. Среди темноцветных минералов установлены роговая обманка – 0–50, диопсид – 0–50, гиперстен – 0–5, биотит – 0–10. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, титаномагнетитом, магнетитом. Структура пород бласто-призматическизернистая, до бластосубофитовой, редко бластоофитовая.

Породы комплекса относятся к натриевому субщелочному высокоглиноземистому петрохимическому типу и характеризуются надкларковыми содержаниями бора, фосфора, циркония, иногда цинка и галлия [22].

По геологическим данным, возраст комплекса определяется прорыванием его пород гранитами каменковского и амутского комплексов, а также дайками метамонзонитов кварцевых, отнесенных к тиитскому комплексу [22].

По результатам геохронологических исследований цирконов U-Pb методом на SHRIMP-II, возраст унгринского комплекса составляет $2007 \pm 7,5$ млн лет и 1985 ± 8 млн лет.

Тиитский комплекс монцонитовый (μPR_{1t}^2) выделен Е. П. Миронюком в 1986 г. в бассейне руч. Тиит, правого притока р. Леглиер на левобережье

Тимптона, лист О-51-XXIV. Комплекс распространен на территории Унгра-Десовской площади Иенгрского района.

Породы тиитского комплекса образуют мелкие и средние плутоны в долине р. Леглиер, где прорывают гранитизированные породы федоровской серии. Плутоны слабодифференцированные крутонаклонные, почти изотропные, с редкими ксенолитами и мелкими шлирами вмещающих пород, отдельные из которых имеют сходство с микродиоритами унгринского комплекса. Породы комплекса представлены массивными и порфировидными, реже сланцевато-гнейсовидными монцонитами с краевой фацией монцодиоритов, преимущественно биотит-роговообманковых, среди которых в центральных частях плутонов появляются кварцевые разновидности (вплоть до граносиенитов). Акцессорные минералы – магнетит, циркон, апатит, монацит.

Породы тиитского комплекса относятся к калиево-натриевому субщелочному петрохимическому типу.

В результате геохронологических исследований цирконов из диоритов тиитского комплекса установлен его позднекарельский возраст – 2003 ± 12 млн лет.

Позднестановой комплекс гнейсо-гранитовый ($g\gamma PR_1^2 ps$) развит в Нюкжино-Гилуёйском районе. Рассматривается как коррелянт **куандинского комплекса гнейсо-гранитового ($g\gamma PR_1^2 kn$)**, развитого в Удоканском районе.

В состав позднестанового комплекса включены многочисленные интрузии, сложенные лейкократовыми биотитовыми гнейсогранитами, кварцевыми сиенитами; биотитовыми, амфибол-биотитовыми гранодиоритами, диоритами; биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсо-плагиогранитами, гнейсо-тоналитами, гранитами, мигматитами, образующие локальные скопления в западной части Нюкжино-Гилуёйского района.

Позднестановой комплекс – типичный пример мигматит-гранитовой формации, объединяющей родственные метасоматические и интрузивно-анатектические гранитоиды, становление которых происходило в условиях высоких ступеней амфиболитовой фации метаморфизма [137], синхронно с метаморфизмом нижнепротерозойского осадочного чехла [23].

Основной объем интрузивов занимают тневые гранитогнейсы биотитовые мелко-среднезернистые. В их центральных частях выделяются тела гранитов типично интрузивного облика, согласные с общей ориентировкой интрузий. Как правило, это лейкограниты массивные, нередко с порфиробластами калишпата и вкрапленностью магнетита, имеющие постепенные, иногда участками рвущие контакты с тневыми гранитогнейсами. В экзоконтактах массивных лейкогранитов развиваются калишпатовый бластез и кварц-калишпатовые обособления с аплитовидной и пегматоидной структурой. В целом, в составе комплекса доминируют плагиомикроклиновые разновидности, но также отмечены плагиограниты биотитовые. Жильная серия комплекса представлена пегматоидными и аплитовидными гранитами, несущими радиоактивную и редкоземельную минерализацию.

Все вышесказанное относится и к гранитоидам куандинского комплекса.

По химизму породы обоих комплексов – это большей частью граниты нормального и умереннощелочного ряда, калиево-натриевого типа и весьма

глиноземистой серии. Для них характерна молибден-редкоземельная специализация.

Нижняя возрастная граница гранитоидов куандинского комплекса определяется на территории листа О-50 их воздействием на породы раннекарельской кодарской серии, а верхняя – прорыванием их гранитами кодарского комплекса, имеющими позднекарельский возраст. Радиологические определения – в интервале 2280–1800 млн лет. Полученные новые данные свидетельствуют о формировании комплекса в более узком возрастном диапазоне от 2023 ± 24 до 1951 ± 19 млн лет, что согласуется с геологическими наблюдениями [23].

Куранахский комплекс трахидолеритовый ($\tau\beta PR_1^2 kr$) выделен Е. П. Миронюком в 1960 г. в долине р. Куранах, лист О-51-XXV. Область его развития – Токкинская и Хани-Олдонгсинская площади Чаро-Олёкминского района.

Комплекс в основном представлен в раннепротерозойских грабенах – Олдонгсинском и, особенно, в Нижне-Ханинском. Как правило, это слабо дифференцированные силлы и дайки (мощностью до 100 м) состава от субщелочного габбро, долерита до диорита, в той или иной степени измененные в условиях зеленосланцевого и, отчасти, эпидот-амфиболитового метаморфизма. В экзоконтактах даек наблюдаются пропилитизация, альбитизация и окварцевание вмещающих пород.

За пределами грабенов фиксируются отдельные дайки метадолеритов, метатрахидолеритов мощностью 1–5 м, редко 25–50 м, протяженностью до 3–4 км, тяготеющие к субмеридиональным разломам, ограничивающим фланги грабенов Темулякит-Тунгурчинской зоны. Состав даек зависит от их мощности: маломощные сложены долеритами; при больших мощностях наблюдается зональное строение – центральная часть даек сложена метагаббро-долеритами, краевые части (10–20 м) – метадолеритами.

Пластообразные тела пород комплекса в раннепротерозойских грабенах залегают согласно с вмещающими породами или секут их под углами 5–15°. Мощность тел изменяется в пределах 25–350 м, чаще 25–35 м. Протяженность наиболее мощных тел достигает 10 км. При этом по простиранию отдельных тел часто наблюдается расщепление их на серию мелких силлов, а затем вновь слияние в один. Большая часть тел сложена метагаббро-долеритами и аподолеритовыми амфиболитами. Иногда встречаются метаморфизованные кварцевые или микропегматитовые габбро, а также металейкогаббро [140].

Породы состоят из лабрадора № 50–54 (40–60 %), авгита и продуктов его замещения – амфибола, хлорита, эпидота, биотита (40–60 %). В некоторых метадолеритах присутствуют карбонат, кварц. Почти всегда встречаются рудные минералы (титаномагнетит, магнетит – до 2–6 %) и апатит, реже сфен (до 2 %).

Породы комплекса относятся к натриевому субщелочному железистому петрохимическому типу с локальным обогащением титаном и фосфором и характеризуются надкларковыми содержаниями свинца, цинка, кобальта, галлия, ниобия, стронция и циркония.

Верхняя возрастная граница комплекса обосновывается установленным временем метаморфизма слагающих его пород и наличием их в ксенолитах среди кодарских рапакивиподобных гранитов [22].

Каменковский комплекс лейкогранитовый ($lyPR_1^2 km$) выделен Е. П. Миронюком в 1995 г. из гранитов нимнырского комплекса. Петротипом комплекса является Каменковский массив, обнаженный в бассейне ручьев Ороченка (Каменка) и Михайловка на правом берегу р. Мал. Нимныр, лист О-51-XXIV, где он прорывает гранитоиды древнефедоровского комплекса и имеет установленный раннепротерозойский возраст [22]. Породы комплекса распространены на Унгра-Десовской площади Иенгрского района.

В состав комплекса включены лейкограниты биотитовые слабопорфировидные, граниты и лейкограниты биотит-роговообманковые, граниты субщелочные, граносиениты, гранитогнейсы, жилы пегматитов, пегматоидных лейкогранитов.

Каменковский комплекс представлен плутонами разных размеров в районе хр. Зап. Янги и далее к востоку за рамку листа. Они залегают среди архейских супракрустальных образований и образуют купольные поднятия в складчатых структурах федоровской серии. Границы плутонов четкие, секущие или инъекционные со скиалитами и ксенолитами, состоящими иногда из магнезиальных скарнов и амфибол-диопсид-магнетитовых пород. На контакте с гранитогнейсами во вмещающих породах наблюдаются ороговикование и кварц-полевошпатовый метасоматоз, в экзоконтактах отмечаются различные метасоматические граниты, пятна и полосы тонкозернистых серовато-красных роговиков и жилы мелкозернистых кирпично-красных интрузивных гранитов, а также прожилки и жилы пегматоидных образований [28]. Граниты внешне представляют собой массивные порфировидные, средне- и крупнозернистые породы розовато-красного, красного цвета, в эндоконтактах – мелкозернистые порфировидные кирпично-красного, мясо-красного цвета, нередко такситовые, с ксенолитами роговиков и гнейсовидной текстурой. Минеральный состав гранитов представлен кварцем (28–36%), калишпатом (34–37% до 43% в краевой части тел), плагиоклазом (19–25%), биотитом (1–3%), мусковитом (0–2%). Среди аксессуарных минералов установлены ортит, циркон, сфен, ксенотим, торит, титаномагнетит.

По химическому составу граниты каменковского комплекса относятся к семейству лейкогранитов калиево-натриевой, реже калиевой серии, часто пересыщенные щелочами. В гранитоидах отмечается слабая редкометалльная минерализация ($Y = 0,002–0,001$; $La = 0,02–0,05$; $Yb = 0,003–0,01$; $Li = 0,002–0,008$ вес. %), также характерны повышенные содержания вольфрама, меди, олова, серебра, бора, редко молибдена, урана, тория.

Возраст каменковского комплекса определен геохронологическими методами (K-Ar 1862–2034 млн лет, U-Pb из. по циркону: 2062 ± 5 млн лет [123]). Полученные авторами данные в 1924 \pm 11 млн лет и 1903 \pm 17 млн лет (для листа О-52) позволяют уточнить время формирования пород комплекса как позднекарельское.

Куортинский комплекс щелочных лейкогранитов ($El\gamma PR_1^2 kt$) выделен В. И. Березкиным в 1977 г. и назван так Е. П. Миронюком в 1995 г. [123]. Петротип – Куортинский шток на руч. Куорта, левом притоке Чуги, лист

О-51-XXI. Область распространения – Ярогинская площадь Иенгрского района.

Куортинский комплекс представлен единственным штоком, прорывающим верхнелопийские метаморфизованные отложения Субганского грабена. Состоит из лейкогранитов и пегматитов двуполевошпатовых, рибекитовых и эгирин-рибекитовых, с переменным количеством микроклина и альбита. Акцессорные минералы – циркон, апатит, сфен, флюорит и рудные. Лейкограниты относятся к умереннощелочной группе кислых пород калиево-натриевого миаскитового высокожелезистого типа. К югу от штока вдоль зоны Амгинского разлома отмечаются мелкие выходы разнообразных метасоматитов: редкометалльных, амазонитовых пегматоидных гранитов, квальмитов и ториеносных эйситов [22].

Селигдарский комплекс карбонатитовый (δPR_1^{2sg}) выделен В. В. Бурнайкиным, идентифицирован Ф. Л. Смирновым и А. Р. Энтиным в 1971 г. [22, 123]. Область распространения – Унгра-Десовская площадь Иенгрского района.

Комплекс представлен единственным трубообразным телом (штоком), имеющем в плане форму овала размером $2,2 \times 1,3$ км. Южная и северо-западная части штока перекрыты венд-нижнекембрийскими карбонатными отложениями юдомской серии мощностью до 90 м, прорванными силлами и лакколитами мезозойского возраста. В разрезе это воронкообразное тело с относительно пологим ($40\text{--}50^\circ$) юго-западным и крутым ($80\text{--}90^\circ$) северо-восточным контактами. Тело прослежено бурением на глубину 1600 м, а по геофизическим данным – до 2,5–3 км [27]. Основной шток окружен ореолом апофиз и тел-сателлитов, имеющих протяженность до 500–600 м и мощность до 100 м и более.

Контакты карбонатитов четкие, резкие, секущие, реже согласные по отношению к вмещающим супракрустальным образованиям федоровской серии. Вблизи контактов основного штока и тел-сателлитов в большинстве случаях наблюдаются брекчиевые текстуры карбонатитов и вмещающих пород. Вокруг тела карбонатитов наблюдается широкий (до 400–500 м) ореол контактовых изменений, выражающихся в окварцевании, турмалинизации, хлоритизации, эпидотизации, серицитизации, гематитизации, карбонатизации, а также апатитизации вмещающих пород. Карбонатиты имеют флогопит-мартит-apatит-карбонатный состав. Главными породообразующими минералами являются доломит, апатит, кальцит, мартит; второстепенными – форстерит, кварц, флогопит, гематит, калиевый полевой шпат, реже встречаются диопсид, шпинель, рутил, циркон, турмалин, родохрозит, сидерит, сфен, ортит, топаз, пирит, халькопирит, галенит, магнезит. Вторичные минералы представлены хлоритом, гипсом, серпентином, тальком, эпидотом. Характерными акцессорными минералами являются эпидот, турмалин, сфен, гранат, рутил, монацит, циркон и сульфиды, а на глубине – дополнительно магнетит и апофорстерит. Гематитизация является характерным изменением всех пород.

Геохимическая специализация апатитовых карбонатитов представлена высокими содержаниями урана, тория, стронция, фтора, церия, иттрия и других редких земель.

Возраст пород селигдарского комплекса (Селигдарская трубка, лист О-51-ХVIII) по данным [123]: 1880 ± 10 млн лет – U-Pb из. метод по цирконам из апатитовых руд; 2000 млн лет – K-Ar метод по карбонатитам; 1854 млн лет – Rb-Sr из. метод по апатитам из апатитовых руд.

Самокицкий комплекс щелочносиенитовый ($E\delta PR_1^{2sm}$) установлен Г. Ю. Лагздиной в 1951 г. и А. П. Ильиных в 1956 г., назван Е. П. Миронюком в 1986 г. [123]. Петротипическая местность комплекса – долина руч. Самокит, левого притока р. Чульман, лист О-51-XXIX. Область развития – Южно-Алданский район.

Породы комплекса образуют мелкие жилы и дайки на хребтах Зверева и Бурпалинский. Они представлены сиенитами, иногда кварцевыми, эгириин-, рибекит-, арфведсонитсодержащими сиенитами, граносиенитами, субщелочными гранитами, гнейсовидными фенитами. Это полнокристаллические и порфиновые породы альбит-микроклинового состава с переменным содержанием кварца (до 15%) и постоянным присутствием эгирина, арфведсонита, реже рибекита, апатита, сфена. К востоку от этой территории известны редкие находки квальмитов, а в низовьях Беркакита – кварцевых сиенитов и сиенитов, окруженных телами метасоматитов кварц-плагиоклаз-ортоклазовых, квальмитов и апатитоносных эйситов с повышенным содержанием цериевых земель и настурана (красные брекчии, альбит-хлорит-карбонат-гематитовые) [22].

Возраст комплекса, в соответствии с серийной легендой, принят как позднекарельский.

Скальный комплекс диоритовый (δPR_1^{2sk}) выявил А. Г. Лихоманов в 1970 г., его петротип находится на р. Алдан в 5–15 км ниже Томмота, в междуречье Алдана и Ыллымаха. Область развития – Унгра-Десовская площадь Иенгрского района.

В скальный комплекс объединены метаморфизованные в амфиболитовой фации микродиориты, прорывающие в виде даек все образования фундамента. Дайки, как правило, крутопадающие, контуры их прямолинейные или слабоволнистые, иногда с апофизами и расщеплением окончаний; контакты с рамой четкие, без реакционных изменений. Дайки микродиоритов приурочены как к зонам древних раннепротерозойских разломов северо-западного простирания, где избирательно наследуют положение зон бластомилонитов, располагаясь субсогласно простиранию пород фундамента, но рассекая их по падению, так и к вновь образованной ортогональной системе разломов [30, 31, 130]. Минеральный состав (%): кварц – 2–15, плагиоклаз (андезин в порфиритовых выделениях, олигоклаз-андезин в тонкозернистой массе) – 35–55, калишпат – 2–15 (нередко до 30 в гранитизированных разновидностях), роговая обманка – 3–12, биотит – 3–20, иногда может присутствовать реликтовый клинопироксен (авгит) – до 6; акцессорные минералы наблюдаются в повышенных количествах: магнетит, титаномагнетит и ильменит вместе – от 0,5–3 до 10, апатит – 0,3–3, сфен – 0,2–6, циркон. Большая часть метадиоритов под микроскопом обнаруживает сочетание линзовидных порфиробластов полевых шпатов и тонкогранулированной струйчато-волокнистой основной полевошпатовой массы с веретенообразными обособлениями кварца, темноцветных минералов (в основном биотита) и магнетита, что характерно для бла-

стомилонитов. Бластомилонитизация происходила в условиях амфиболитовой фации и сопровождалась на отдельных участках калишпатизацией метадиоритов и возникновением вдоль рассланцованных экзоконтактов даек оторочек кварц-полевошпатовых пород, иногда с пегматоидной структурой, мощностью от первых см, изредка до нескольких метров.

Химический состав отличается повышенными для средних пород содержаниями щелочей, титана, фосфора, редких земель.

Верхний возраст пород ограничен прорыванием высокотемпературных метасоматитов дайками мезозойских сиенитов и воздействием мезозойских метасоматитов на метадиориты. На Эмельджакском месторождении флогопита (лист О-52-ХIII) по метадиоритам получены радиологические датировки калий-аргоновым методом по породе 2050 ± 50 и 1940 ± 50 млн лет, не противоречащие геологическим наблюдениям.

Муруринский комплекс перидотит-пироксенитовый (vPR_1^{2mr}) выделен при составлении Легенды Удоканской серии листов в бассейне руч. Туманный, лист О-50-XXX, развит в Удоканском районе [125].

Комплекс представлен небольшими овальными массивами пироксенитов и перидотитов, залегающими среди среднелопийских гранитоидов бестяхского и анортозитов олёкмо-каларского комплекса. Их петрографический состав соответствует нормативному. По химизму пироксениты и перидотиты соответствуют полю ультраосновных пород нормального ряда, калиево-натриевого типа и низкоглиноземистой серии. Пироксениты обогащены магнетитом и апатитом и являются перспективными на железо-ванадиевое оруденение. Породы комплекса специализированы на Ni, Co, Cr, Ag, P, Cu, Mn.

Возраст муруринского комплекса обосновывается геологическими данными по листу О-50: дайки пироксенитов прорывают доломиты бутунской и песчаники сакуканской свит кеменской серии позднего карелия и найдены в ксенолитах в гранитоидах ингамакитского комплекса (поздний карбон-ранняя пермь). Абсолютный возраст муруринских гипербазитов определен в 1830 ± 40 млн лет.

Курунг-юряхский комплекс щелочных сиенитов ($E\xi PR_1^{2kj}$) выделен Е. П. Миронюком в 1995 г. в Чаро-Токкинском междуречье на р. Курунг-Юрях, лист О-50-XXX. Развит в пределах Токкинской площади Чаро-Олёкминского района, где вдоль разломов одноименной тектонической зоны представлен серией мелких приразломных тел и, реже, штоков щелочных нефелиновых сиенитов и граносиенитов, которые секут все архейские образования. Наблюдаемые контакты нередко имеют метасоматическую природу.

В составе комплекса преобладают микроклиниты и двуполевошпатовые сиениты. Отмечаются сиениты альбит-нефелиновые и нефелиниты, размещающиеся обычно среди основных кристаллосланцев. В массивах сложного строения эндоконтактовые зоны сложены микроклинитами, переходные – сиенитами щелочнополевошпатовыми и двуполевошпатовыми, а центральные части – щелочными сиенитами, в том числе нефелиновыми, обычно сильно измененными канкринитизацией, содалитизацией и цеолитизацией.

Щелочные сиениты Курунг-Юряхского дифференцированного массива (и ряда сходных других) урано-ториеносны и содержат ортит-циркон-сфен-apatитовую минерализацию (иногда с ураноторитом).

Возраст комплекса определяется прорыванием его гранитами Пуричиканского массива и радиологическими данными, полученными Pb-Pb методом в 1750–2030 млн лет.

Сулуматский комплекс долеритовый ($\beta PR_1^2 sl$) впервые выделен Е. П. Миرونюком в 1986 г. на водоразделе рек Сулумат и Сакуканыр, на левобережье Чары, листы О-50-XXIII, -XXIX. Область развития комплекса – Токкинская площадь Чаро-Олёкминского района.

Комплекс выделен из сложной совокупности слабодиспозитивных даек долеритов и габбро-порфиритов, широко распространенных в бассейне р. Чара. Единичные и кулисообразно сочлененные дайки мощностью до 100 м имеют северо-восточное и субширотное направление с крутыми углами падения и прорывают отложения кебектинской серии позднего карелия. Дифференциация слабая, строение однородное, в крупных дайках порфиоровое за счет крупных выделений плагиоклаза. Клинопироксены обычно амфиболизированы, плагиоклазы сосюритизированы. Акцессорные минералы – циркон, сфен, титаномагнетит, магнетит, апатит.

По химическому составу это основные породы нормального ряда, умеренной железистости и глиноземистости, натриевого и калиево-натриевого петрохимического типа [23].

Возраст основывается на определениях K-Ar и Sm-Nd методами: K-Ar – 1845 ± 55 млн лет, 1879 ± 56 млн лет; Sm-Nd – 1883 ± 46 млн лет.

Пуричиканский комплекс гранодиорит-гранитовый ($\gamma \delta PR_1^2 pr$) выделен Е. П. Миرونюком в 1995 г. из кодарского комплекса в соответствии с данными Л. Б. Макарьева и В. Г. Борисова [22] на Пуричиканском массиве в бассейне руч. Пуричикан, правого притока р. Чара, лист О-50-XXX. Область развития – Токкинская площадь, Чаро-Олёкминский район.

Комплекс представлен полифазными плутонами гранитов и гранодиоритов, формирующих ряд близких к изометричным дискордантных массивов в долине р. Хани и ее притоков (лист О-51-XXV). Это Атбастахский, Ханинский, Кабаканский массивы. Последний расположен на площади листа своим крайним восточным флангом. Для всех массивов характерно присутствие большого количества ксенолитов вмещающих пород. Мелкие тела (штоки, дайки) по составу не отличаются от крупных массивов, обнаруживая лишь менее крупнозернистое строение. Наиболее крупным массивом является Атбастахский, площадь которого составляет около 200 км². Контакты плутона извилистые, секущие по отношению к породам рамы, участками осложненные разрывными нарушениями. В то же время наблюдается приспособление пликвативных структур вмещающих пород к очертаниям массива, что в той или иной степени характерно для большинства массивов комплекса.

Комплекс объединяет граниты, гранодиориты и кварцевые диориты биотитовые и биотит-роговообманковые массивные, порфиритовидные (за счет полевых шпатов, а иногда и кварца), реже гнейсовидные. К жильной фазе относятся пегматиты (двуслюдяные, гранат-турмалиновые), аплиты, жилы кварцевые, кварц-микроклиновые, сульфидно-кварцевые и кварцевые.

Породообразующие минералы – полевые шпаты и кварц, представлены несколькими генерациями, при образовании которых возникают мирмекиты и вторичные микроклиновые каймы вокруг зерен олигоклаза и микроклина.

Роговая обманка обыкновенная и слабощелочная, биотит – умеренножелезистый. Акцессорные минералы: циркон, сфен, ортит, монацит, гиацинит, магнетит, апатит, редко флюорит, тантало-ниобаты и ураноторит.

Породы комплекса относятся к неустойчивому петрохимическому типу кислых пород от гранодиоритов калиево-натриевых железистых и низкоглиноземистых (иногда фосфористых) до гранитов калиевых с переменными показателями железистости и глиноземистости.

Геохимические особенности определяются присутствием пород либо редкоземельной, либо редкоземельно-редкометаллической специализации.

Изотопные данные по возрасту пуричканского комплекса приведены в прил. 5 и находятся в интервале 1860–1970 млн лет, что подтверждается данными геохронологических исследований цирконов U-Pb методом на SHRIMP-II – $1870 \pm 8,5$ млн лет.

Крестяхский комплекс гранодиорит-гранитовый ($\gamma\delta PR_1^{2kr}$) впервые выделен Г. Ю. Лагздиной и В. А. Лукониной в 1950 г. в районе правобережья Олёкмы. Петротип – Крестяхский массив в истоках р. Крестях, правого притока р. Олёкма, лист О-51-XIV. Область развития – Хани-Олдонгсинская площадь, Чаро-Олёкминский район.

К крестяхскому комплексу отнесены многочисленные массивы гранитоидов в полосе субмеридиональных разломов, ограничивающих и создающих внутреннюю структуру Темулякит-Тунгурчинской зоны позднеархейских (лопийских) грабенов. По большей части это плитообразные, вытянутые в субмеридиональном направлении трещинные интрузии с крутопадающими контактами, осложненными дизъюнктивами. Массивы сложены широким спектром гранитоидов. По составу это плагиограниты, граниты, гранодиориты, кварцевые диориты и диориты, микроклиновые граниты. Широко представлены также пегматиты, в том числе альбитовые, альбит-сподуменовые и постмагматические гидротермально-метасоматические образования: турмалиновые, мусковит-турмалиновые, турмалин-кварцевые породы. Граниты пользуются наибольшим распространением. Среди них преобладают слюдяные разновидности, главным образом биотитовые, реже двуслюдяные и мусковитовые. В краевых частях массивов в результате, вероятно, контаминации вмещающих пород встречаются амфиболовые, гранатовые, изредка пироксеносодержащие граниты.

Граниты – разнородные, часто неравнозернистые массивные порфиридные, иногда гнейсовидные породы. Сложены калишпатом (30–40%), плагиоклазом (25–40%), кварцем (20–30%), темноцветными минералами (в сумме 1–10%, редко 15%), представленными биотитом, мусковитом, реже роговой обманкой, диопсидом, гранатом. Акцессории представлены сфеном, титаномagnetитом, реже цирконом, апатитом, ортитом, сульфидами, иногда встречаются эпидот, флюорит.

В апикальных частях интрузий граниты нередко сменяются амфиболовыми мелкозернистыми диоритами и кварцевыми диоритами (кварца 0–7%). Контакты между породами постепенные, неровные.

Комплекс относится к субщелочному калиевому типу с низкой глиноземистостью и железистостью при наличии отклонений, обусловленных появле-

нием титанисто-железистых разностей. В надкларковых количествах содержатся марганец, никель, кобальт, цирконий, медь, цинк, хром [110].

Довендский возраст комплекса установлен только по геологическим данным [22].

Иманкэхский комплекс габбровый ($\nu PR_1^2 im$) выделен Л. М. Минкиным в 1963 г. и назван так Е. П. Миронюком в 1986 г. Петротипическая местность – долина р. Алдан, руч. Иманкэх, лист О-51-XXII. Развит на территории Унгра-Десовской площади Иенгрского района.

В петротипической местности комплекс представлен двумя штоками, контролируемыми разломами северо-западного простирания и прорывающими высокотемпературные диафориты по архейским породам. Штоки слабодифференцированные от мелано- до мезогаббро со шлирами из титаномагнетита и амфибола с пироксеном, без четко выраженного контактового ореола, что, возможно, связано с более поздним метаморфизмом в зеленосланцевой фации. В редких ксенолитах встречаются плагиограниты неясного возраста. Первичные минералы – клинопироксен, роговая обманка буровато-зеленая, андезин-лабрадор, титаномагнетит (до 15 %), магнетит, сфен, апатит, циркон.

Породы комплекса относятся к натриевому высокожелезистому петрохимическому типу, высокотитанистому с надкларковым содержанием Cu, Ba, Au, Ta, Se.

Возраст комплекса определяется прорыванием его кварцевыми лейкогранитами, параллелизуемыми с амутским комплексом [22].

Амутский комплекс лейкогранитовый ($\gamma PR_1^2 a$) обнаружен Е. М. Лазько и Г. Б. Митичем в 1943 г. в бассейне Чуги, лист О-51-XXII и до сих пор ни по объему, ни по парагенезису точно не диагностирован. Его аналогом являются граниты, выделенные Г. М. Беляевым в 1970 г. на правобережье Алдана [22]. Область развития – Ярогинская и Унгра-Десовская площади Иенгрского района.

Амутский комплекс представлен мелкими штоками, дайками и жилами, прорывающими все архейские образования района. Магматические породы комплекса представлены лейкогранитами и гранитами, редко граносиенитами и кварцевыми сиенитами массивными, иногда слабогнейсовидными, гигантозернистыми, нередко с протокластическими и бластокластическими структурами. Реже встречаются полевошпатофировые граниты, граносиениты. Как правило, эти породы по составу олигоклаз-микроклиновые, хотя встречаются разности с одним из этих полевых шпатов. Альбит постоянно дополняет эти минералы, находясь с ними в сложных соотношениях. Цветные минералы представлены биотитом, гранатом, турмалином, флюоритом, редко роговой обманкой, иногда слабощелочной. Акцессорный парагенезис состоит из магнетита, циркона, тантало-ниобатов и сфена (в т. ч. радиоактивного).

Породы комплекса относятся к калиевому субщелочному петрохимическому типу [22].

Возраст пород Амутского комплекса, определенный по цирконам уран-свинцовым методом, составил 1899 ± 6 , 1907 ± 15 млн лет.

Дурынчинский комплекс гранитоидный ($\gamma PR_1^2 dr$) выделен и описан Г. Н. Баженовой и др. в 1963 г. и представлен двумя крупными плутонами,

расположенными в долине Олёкмы выше пос. Усть-Нюкжа (лист О-51-XXXII). Развита в Нюкжино-Гиллойском районе Становой области.

Дурынчинский комплекс представлен плутонами, которые прорывают разновозрастные архейские метаморфические образования, в том числе гранитоиды древнестанового комплекса, имея с ними либо секущие контакты, либо переходные зоны через инъекционные мигматиты.

Комплекс сложен гранитами и гранодиоритами массивными и порфировидными (иногда с линзовидным кварцем), роговообманково-биотитовыми, приобретающими в зоне эндоконтакта мелкозернистое сложение. Содержит шлировые скопления сфена, ортита, рутила, монацита и апатита. Порода комплекса прорывают жилы микрогранитов, аплитов и пегматитов [22].

Возраст комплекса на основании изотопных данных, полученных авторами по результатам геохронологических исследований цирконов U-Pb методом на SHRIMP-II, находится в интервале 1822–1860 млн лет, что соответствует позднему карелию. При этом необходимо отметить, что большая часть изученных цирконов показывает возраст 124,9–129,6 млн лет, свидетельствующий о воздействии процессов мезозойской ТМА на гранитоиды данных массивов.

ПОЗДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Рифей

Сиваглинский комплекс габбродолеритовый ($v\beta RF_2s$) выделен Э. Л. Магнушевским в 1981 г. из состава торского комплекса. Петротип находится в долине р. Сивагли, левого притока р. Идюм, листа О-52-XXXVI [123]. Комплекс распространен по всей территории Алданского щита – от р. Чагда до р. Учур на востоке.

Сиваглинский комплекс образует протяженные на десятки километров рои даек, широко представленные в Чаро-Тимптонском междуречье. Мощность даек достигает 100 м, контакты с вмещающими породами четкие, ровные, рвущие, иногда с апофизами. Падение контактов крутое ($65-75^\circ$) до вертикального. Редко наблюдается более пологое залегание контактов (до 40°), в единичных случаях – субгоризонтальное. Приконтактные изменения выражены слабо. В зоне эндоконтакта наблюдаются маломощные (0,5–3 см) зоны закалки и уменьшения зернистости, содержатся ксенолиты вмещающих пород. Во вмещающих породах заметных изменений не наблюдается. По составу комплекс преимущественно состоит из габбродолеритов, долеритов, редко габбро, кварцевых и оливиновых долеритов, конгадолеритов, представляющих собой темно-серые с зеленоватым оттенком массивные породы, иногда с миндалекаменной текстурой. В зонах разломов они иногда приобретают сланцеватые текстуры. Структуры габбро-офитовые, офитовые, в конгадолеритах – участками микропегматитовые. Главными минералами являются авгит (20–35 %), андезин, редко лабрадор (35–70 %), роговая обманка (0–25 %), оливин (0–15 %), второстепенными – кварц (0–5 %), калишпат (0–4 %), магнетит (0–6 %), биотит (0–5 %), аксессуарными – сфен, апатит. Из вторичных минералов встречаются хлорит, бацит, лейкоксен, серицит, карбонат.

Породы комплекса относятся к калиево-натриевой умереннощелочной и субщелочной петрохимической группе высокожелезистой [22] и являются типичными представителями габбро-долеритовой формации. Содержат в надкларковых количествах ванадий, медь, фосфор, титан, марганец, молибден и свинец.

Возраст сиваглинского комплекса, определенный К-Аг методом по породе (дайка клинопироксеновых долеритов из бассейна верхнего течения р. Мал. Нимныр, лист О-51-XXIV), составляет 1204 ± 20 млн лет [123].

ФАНЕРОЗОЙ

ПАЛЕОЗОЙ

Чаро-синский комплекс трахидолеритовый ($\tau\beta D\check{c}s$) впервые выявлен В. Л. Масайтисом и М. В. Михайловым в 1965 г. Петротипическая местность – среднее течение р. Лена от устья р. Чара до устья р. Синяя [123]. Комплекс развит в Олёкмо-Мархинской и Амгинской СФЗ.

Чаро-синский комплекс представлен оливин-авгитовыми габброидами в сочетании с другими петрографическими разновидностями: долеритами, трахидолеритами, габбро, конготрахидолеритами, монцогаббро, образующими серию протяженных даек (мощностью до 150 м при длине до 30 км), а также зоны силлообразования (многоэтажные постройки, вскрытые до глубин 2000 м от эрозионной поверхности). Преобладает северо-восточная ориентировка даек с крутым падением контактов. Дайки прорывают раннепалеозойские карбонатные отложения. Контакты даек с вмещающими породами преимущественно ровные. Отчетливо видны зоны закалки и ореолы контактового метаморфизма мощностью до 5 м. Дифференциация интрузий слабая либо умеренная за счет появления в центральных частях тел полнокристаллических габбро, а с внешних сторон интрузий долеритов порфировых либо афанитовых и такситовых.

Породы комплекса являются титанисто-фосфористыми и относятся к натриевой умереннощелочной петрохимической группе.

Несмотря на большой разброс К-Аг значений возраста (256–460 млн лет), большинство исследователей, по геологическим данным, считают эти породы девонскими [22].

Тасский комплекс сиенитовый (ξP_1t) выявлен Е. С. Бобиным в 1930 г. на петротипическом Тасском массиве в бассейне р. Олёкма на отрезке от устья Нюкжи до устья Имангры, листы О-51-XXVI, -XXXII. Комплекс имеет развитие в пределах Удоканской СФЗ.

Породы тасского комплекса представлены сиенитами, дифференцированными до монцонитов и микроклинитов, кварцевых сиенитов с зонами святоноситов, обогащенных сфеном и гранатом, которые слагают одноименный массив, приуроченный к долгоживущим Становому и Иманграканскому региональным разломам на границе Алданского щита и Саяно-Байкальской области. Массив представляет собой трещинную интрузию, вытянутую в северо-восточном близширотном направлении субпараллельно региональным

разрывным структурам. Вмещающими породами для массива и его спутников преимущественно являются диафорированные раннеархейские образования зверевской серии. Контакты с вмещающими породами интрузивные, четко выраженные, как правило, крутопадающие (60–70°). На контактах наблюдаются зоны закалки шириной 20–30 см и многочисленные ксенолиты вмещающих пород. В зоне экзоконтакта породы хлоритизированы, эпидотизированы, часто прорваны жилами сиенитового состава, иногда наблюдаются ореолы фельдшпатизации.

В составе тасского комплекса разными исследователями выделяется от двух до четырех фаз внедрения, которые, вследствие неравномерной изученности массива, на геологической карте не выделены.

Ведущая роль в строении массива принадлежит сиенитам. Они представлены серыми, светло-серыми, розовато-серыми мелко-, средне-, крупнозернистыми, часто порфиroidными породами и состоят (%) из калиевого полевого шпата (50–75), олигоклаза-андезина (20–50), граната (5–10 до 40), эгирин-авгита (1–10). Иногда встречаются эпидот (0–2), щелочной амфибол (0–1). Аксессуары – сфен, апатит. Какой-либо закономерности в распределении пород с различной зернистостью в пределах массива не наблюдается, границы между ними фациальные.

При увеличении содержания калиевого полевого шпата и уменьшении содержания плагиоклаза (до 8–10 %) сиениты постепенно переходят в щелочно-полевошпатовые сиениты, реже микроклиниты. Плагиоклаз при этом замещается ортоклаз-пертитом и микроклин-пертитом. Темноцветные минералы (амфибол, клинопироксен, биотит) замещаются хлоритом и эпидотом. Подобные преобразования пород обусловлены их аутометасоматическими изменениями. Переходы от одних пород к другим постепенные и прослеживаются на протяжении десятков метров.

Сиенит-пегматиты отличаются от сиенитов размером зерен, достигающим 2–3 см. Границы их с сиенитами фациальные, смена пород происходит путем постепенного увеличения зернистости. В пределах Тасского массива сиенит-пегматиты образуют как отдельные жилообразные тела, так и группы жил, формирующие поля неправильных очертаний.

Монцитониты представлены светло-серыми крупнозернистыми порфиroidными породами с равномерным распределением темноцветных минералов и имеют массивную или трахитоидную текстуру. Они сложены плагиоклазом (45–55 %), калишпатам (20–25 %), биотитом (0–10 %), кварцем (1–5 % до 10 %), роговой обманкой (5–10 %), авгитом (1–5 %). Акцессорные минералы представлены ортитом, апатитом, монацитом, цирконом.

По петрохимическим параметрам породы комплекса высокоглиноземистые, калиево-натриевого типа щелочности. Геохимической особенностью пород являются надкларковые содержания ванадия и стронция.

Возраст пород тасского комплекса устанавливается на основании изотопно-геохимических исследований цирконов в лаборатории ЦИИ «ВСЕГЕИ». Цирконы из граносиенитов имеют конкордантный возраст 287 ± 2 млн лет. Цирконы из святоноситов – $283,5 \pm 1,6$ млн лет.

Полученные данные близки к ранее определенному возрасту этого комплекса в 284 млн лет [70], что позволяет установить возраст пород тасского комплекса как раннепермский.

Амананский плутонический комплекс монцонит-гранитовый ($\mu\gamma P_3a$) впервые выделен в 1945 г. В. П. Доненко на территории Восточного Забайкалья в качестве фациальной разновидности олёмминских гранитоидов под названием «аманан-макитских». Комплекс имеет развитие в пределах Нерча-Олёмминской СФЗ Селенгино-Яблоновой области.

На территории листа комплекс представлен фрагментом гранитного массива, прорывающего метаморфические образования становой серии в юго-западной части листа (верховья р. Ленгер). Из выделяемых в составе комплекса трех фаз, вышеуказанный фрагмент сложен породами второй фазы – гранодиоритами, тоналитами, гранитами, сиенитами, субщелочными гранитами, щелочными сиенитами.

По химическому составу комплекс представляют породы нормального и умереннощелочного рядов с преимущественно натриевым типом щелочности в породах ранних фаз калиево-натриевым – в поздних. Увеличение содержания кремнезема сопровождается увеличением общей щелочности породы.

С гранитоидами амананского комплекса устанавливается пространственная связь молибденового, золотого и медного оруденения в зонах калишпатизации интрузий и роговиков с андалузитом и маломощными кварцевыми жилами кварц-молибденитовой и молибденовой порфировой формаций.

Возрастное положение образований комплекса обосновывается тем, что они на соседних листах рвут верхнепермскую чичаткинскую свиту и перекрываются триасовыми вулканогенно-осадочными отложениями. Абсолютный возраст гранитоидов, определенный калий-аргоновым методом, 235–260 млн лет [23], что соответствует поздней перми.

МЕЗОЗОЙ

Ороченский комплекс сиенит-гранит-порфиновый ($\xi\gamma\mu\lambda_1o$) впервые выделен Е. П. Миронюком в 1974 г. Петротип – ороченская интрузия в районе бывшего пос. Орочён, в 25 км к югу от г. Алдан, лист О-51-ХVIII. Комплекс распространен в пределах Чаро-Алданской СФЗ.

Породы комплекса, по Е. П. Миронюку [22], разделены на три группы. Первая представлена кварцево-диоритовыми и кварцево-монцонитовыми порфирами, обычно полифировыми. Вторая группа – это гранодиоритовые, граносиенитовые и гранитовые порфиры кварцевофировые и кварц-полифировые. Третья группа – сиенитовые и граносиенитовые порфиры, нередко ортофировые. Они образуют преимущественно силлы (до 100 м мощностью при площади распространения до 200 км²) в венд-раннекембрийских породах. Реже отмечаются маломощные дайки и единичные штоки.

Породы ороченского комплекса относятся к натриево-калиевой субщелочной серии.

Возраст устанавливается по находкам галек этих пород в отложениях юхтинской свиты, по находкам слоев туфов, дацит-риолитовых и трахидацитов.

вых в дурайской свите, а также по прорываниям пород комплекса другими интрузивными образованиями юры–раннего мела. Абсолютный возраст кварцевого сиенит-порфира из района Лебединского золоторудного месторождения, определенный калий-аргоновым методом, составляет 188 млн лет [27].

Инаглинский комплекс дунитовый ($vJ_{2-3}i$) выявлен Ю. А. Билибиным в 1941 г., назван Е. П. Миронюком в 1998 г. [22]. Петротип – Инаглинский плутон в истоках р. Инагли, правого притока р. Алдан, лист О-51-ХVII.

Инаглинский комплекс представлен в Чаро-Алданской СФЗ единственным трубкообразным телом округлой формы диаметром около 5 км, внутреннюю часть которого (более 70 % площади) слагает дунитовое ядро. Дуниты представлены мономинеральными породами (оливин до 98 %, хромшпинелид до 2 %). В серпентинизированных разностях добавляется серпентин и магнетит; в метасоматически измененных дунитах – флогопит, хромдиопсид, актинолит и карбонат. Также в дунитах могут присутствовать сульфиды и металлы платиновой группы. Особенности структур дунитов определяются разнообразием форм и размеров зерен оливина и хромшпинелидов.

Дунитовое ядро имеет маломощную прерывистую оторочку (1–50 м) пироксен-оливиновых пород с различным количеством слюды, по составу отвечающих перидотитам (верлитам) и слюдосодержащим клинопироксенитам. Перидотиты и клинопироксениты присутствуют также внутри дунитового ядра, слагая дайкообразные тела протяженностью в десятки метров при мощности до 10 м.

Внешняя кольцевая зона различной мощности (от первых метров до 500 м) сложена щелочными породами габброидного состава, среди которых преобладают шонкиниты. Контакты щелочных габброидов с перидотитами как резкие интрузивные, так и с признаками гибридизации с обогащением последних калиевым полевым шпатом. Среди щелочных габброидов отмечаются ксенолиты дунитов, окруженные оторочкой флогопит-диопсидовых пироксенитов с магнетитом.

Со всех сторон, за исключением северо-западной части, породы массива окружены мезозойской интрузией порфиридных сиенитов (по составу изменяющихся от граносиенитов до монцонитов), интрузирующими нижекембрийские доломиты и образующими в них многочисленные силлы и лакколитоподобные тела. Непосредственный контакт дунитов и перидотитов с сиенитами обрамления не обнаружен (Корчагин, 1996).

Контакт массива с архейскими породами тектонический, через зону мелко раздробленных архейских пород, сцементированных магматическим материалом, по составу отвечающим шонкинитам. Карбонатные породы на контакте с шонкинитами подвергаются мраморизации и (участками) скарнированию.

Гидротермально-метасоматические процессы в Инаглинском массиве наиболее широко проявлены в кольцевой зоне, сложенной трещиноватыми и брекчированными дунитами и расположенной концентрически в центральной части дунитового штока. Метасоматиты представлены полевошпат-хромдиопсид-слюдяными породами, развитыми по дунитам, и образуют крупные самостоятельные тела, к которым приурочены месторождения вермикулита и хромдиопсида.

Комплекс является перспективным также на платинометалльное и урановое оруденение.

В результате U-Pb датирования цирконов из дунитов массива Инагли получены два интервала возрастов: древние докембрийские датировки (2624 ± 37 , 2068 ± 14 и 1955 ± 27 млн лет) по обломкам зерен и ядерным частям цирконов и молодые мезозойские значения ($133,9 \pm 1,6$ и 122 ± 2 млн лет) по идиоморфным самостоятельным зернам и оболочкам, обрастающим древние ядра цирконов, что не позволяет однозначно установить их возраст. Имеющиеся геологические данные говорят о том, что:

– дуниты являются наиболее ранними породами массива и не затронуты процессами регионального метаморфизма, завершившегося на Алданском щите в на рубеже 2000–1950 млн лет;

– горизонтально залегающие терригенно-карбонатные отложения венда-нижнего кембрия «задраны» на контакте с массивом;

– проведенное U-Pb датирование сиенит-порфиров и монцонит-порфиров обрамления массива указывает верхнюю границу возраста дунитов – ранний мел.

Исходя из вышеизложенного, возраст пород инаглинского комплекса оценивается как послераннекембрийский, но домеловой. В соответствии с серийной легендой возраст комплекса принят как средне-позднеюрский, что не противоречит геологическим данным.

Субвулканические образования томмотского вулканического комплекса ($\text{Т}\beta\text{J}_{2-3\text{I}}$) выделены по материалам С. М. Кравченко, Е. П. Максимова, Е. П. Миронюка, 1959–1974 гг. Петротипические массивы в районе г. Алдан – это Томмотский (истоки рек Селигдар и Нимгеркан), Якокутский (левобережье верхнего течения р. Якокут), Ыллымахский (истоки руч. Прав. Ыллымах), лист О-51-ХVIII. Комплекс развит в пределах Чаро-Алданской СФЗ.

Субвулканические и гипабиссальные образования томмотского комплекса представлены некками, дайками и силлами фонолитов, щелочных трахитов, псевдо- и эпилейцититов, минетт, калиевых щелочных пикритов внутри и по периферии вулканических кальдер. Размеры некков обычно не превышают первых десятков метров, только в пределах Джекондинской кальдеры диаметр некка щелочных трахитов достигает 1,2 км. В восточной части этой же кальдеры анальцитимовые трахиты образуют силлы мощностью до 50 м. В северо-западной части Якокутской кальдеры закартирован неск эпилейцитовых фонолитов размером 70×200 м. Комагматичные вулканитам гипабиссальные и субвулканические образования вне кальдер распространены в Верхнеякокутской впадине. Их ареал в виде силлов, даек, отдельных небольших некков прослеживается от Якокутской кальдеры на юг и юго-восток до южной и юго-восточной границ впадины. Рассматриваемые образования во впадине прорывают ниже-среднеюрские терригенные отложения. Преобладающими среди них по составу являются калиевые пикритоиды (в т. ч. в подчиненных количествах наблюдаются щелочные пикриты), пикробазальтоиды и базальтоиды и их полнокристаллические аналоги, рассматриваемые иногда как мискиитовые лампроиты [27].

K-Ar возраст вулканогенных пород Томмотской кальдеры – 153–148 млн лет (средний $151,2 \pm 5$ млн лет) [123]. Отмеченные значения почти в полной

мере соответствуют датировкам щелочных и умереннощелочных интрузий Томмотского массива, прорывающих и метаморфизующих одноименную вулканогенную свиту. Кроме изотопных датировок, средне-позднеюрский возраст вулканических и гипабиссальных образований томмотского комплекса определяется, с одной стороны, их секущим отношением к осадочным образованиям средней юры (неполный разрез), а с другой стороны, секущим по отношению к ним положением интрузий пород алданского комплекса.

Мукундинский комплекс гранодиорит-монцитонитовый (μJ_3m) выделил Э. Л. Магнушевский в 1974 г. Петротип комплекса Мукундинский (р. Мукунда, левый приток Алгомы) и Мелемкёнский массивы на листе О-52-XXXIV.

Комплекс представлен диорит-порфиридами, гранитами, гранодиорит-порфирами. Ими образована одна небольшая лакколитообразная интрузия, несколько штоков и даек, прорывающих архейские образования на правобережье р. Тимптон в Южно-Алданской СФЗ. Строение интрузий слабодифференцированное: центральные части сложены лейкократовыми гранодиорит-порфирами или порфиридами, а краевые части – кварцевыми диоритами–порфиридами. По составу вкрапленников (плаггиоклаз, биотит, роговая обманка, редко кварц) все породы олигофиновые. Отмечаются жилы с друзовидным кварцем и кварц-карбонатно-галенитовые, редко цеолитовые.

Комплекс относится к субщелочной калиево-натриевой петрохимической группе.

Определения возраста мукундинского комплекса К-Аг методом находятся в интервале от 139 до 159 млн лет.

Алданский комплекс монцитонит-сиенитовый распространен на территории Чаро-Алданской СФЗ и сконцентрирован в Верхнеамгинском, Эвотинском, Центральном-Алданском районах (листы О-51-IX, -X, -XII, -XVIII, -XXIII, -XXIV).

Предшественниками на территории листа был выделен ряд щелочных мезозойских интрузивных комплексов. Согласно Алдано-Забайкальской серийной легенде, это – селигдарский комплекс сиенит-порфириды (ξJ_2s), алданский комплекс фергусит-щелочносиенитовый ($E\xi, \varphi \xi J_3a$), лебединский комплекс сиенитовый ($\xi J_3-K_{1,2}$), эльконский комплекс щелочно-сиенит-щелочно-гранитовый ($E\gamma K_4e$), колтыконский комплекс сиенит-порфириды ($\xi L K_4k$).

При составлении ГК-1000/3 листа О-51–Алдан вышеперечисленные комплексы объединены в единый алданский монцитонит-сиенитовый комплекс на основании сходного петрографического состава; петрохимических и геохимических данных, свидетельствующих о происхождении из одного магматического очага; времени образования в интервале 130–147 млн лет, пространственной приуроченности к одной структурно-формационной зоне.

Алданский монцитонит-сиенитовый комплекс представлен сиенитами, щелочными сиенитами, монцитонитами, кварцевыми монцитонитами и монцитонитами, в меньшей степени граносиенитами и гранитами и их щелочными разновидностями. Размер интрузий, представляющих комплекс, варьирует от квадратных метров до первых сотен квадратных километров. Они образуют лополиты, штоки, гарполиты, кольцевые тела, сосредоточиваясь в пределах относительно крупных (20–100 км²) полифазных плутонов, часто имеющих зонально-концентрическое строение. Все тела, объединенные в комплекс,

независимо от размера, принадлежат к гипабиссальному классу глубинности и имеют одинаковые вариации отношений с вмещающими породами.

При изучении составов интрузивных пород комплекса выделяются три тренда: первый – от кварцевых монцодиоритов и монцонитов до сиенитов, второй щелочной тренд – от граносиенитов до щелочных сиенитов и третий – от гранитов до щелочных гранитов и сиенитов. В совокупности с прямыми геологическими наблюдениями соотношений разнообразных интрузивов это позволяет выделить у объединенного комплекса следующие фазы.

Первая фаза комплекса ($\mu\delta J_3-K_1a_1$) (представлена крупными объемами в полифазных массивах из монцодиоритов, кварцевых монцодиоритов, кварцевых и эгирин-авгитовых сиенит-порфиоров. Вкрапленники в порфировых разностях составляют до 50 % объема породы. Порфировидный, средне-мелкозернистый монцодиорит состоит из вкрапленников калиевого полевого шпата – 50–60 %, пироксена, и иногда плагиоклаза. Основная масса – калиевый полевой шпат-ортоклаз – 50–60 %, эгирин-авгит – 15–20 %, биотит, иногда встречаются плагиоклаз и кварц. Вторичные минералы – карбонат по пироксену, альбит по калиевому полевоому шпату. По основной массе развивается серицит. По петрохимическим параметрам породы комплекса принадлежат к высокоглиноземистым, средним плутоническим породам умереннощелочного ряда, калиево-натриевого типа щелочности.

Вторую фазу (ξK_1a_2) интрузивов представляют сиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры, щелочные сиениты, граносиениты, сиениты. Типичным представителем пород данной фазы является эгирин-авгитовый полевошпатовый сиенит порфировидный. В нем эгирин образует как удлиненные кристаллы, так и неправильные зерна, встречаясь и во вкрапленниках, и в виде иголок в основной массе – 15–20 % замещается карбонатом, авгит замещается эгирином по каемке зерен, калиевый полевой шпат-ортоклаз – 80 %. Акцессории представлены сфеном и цирконом. По петрохимическим параметрам породы второй фазы комплекса высокоглиноземистые, относятся к средним плутоническим породам умереннощелочного и щелочного рядов, калиево-натриевого типа щелочности.

Третья фаза ($E\gamma K_1a_3$) представлена более мелкими по размерам телами, часто дайками эгириновых гранитов, грорудитов, тингуаитов, а также сиенит-порфиоров и бостонитов ($\xi\pi K_1a_3$).

Гранит-порфиры – светлые мелкозернистые порфировые породы, среднекрупнозернистые; основная масса представлена калиевым полевым шпатом – ортоклазом, кварцем, плагиоклазом, щелочным амфиболом и мусковитом. Вкрапленники состоят из калиевого полевого шпата и кварца. Темноцветные минералы составляют 5–10 %, кварц – 30 %, плагиоклаз (олигоклаз) – 15–20 %, ортоклаз – 30–35 %. Вторичные минералы – альбит по калиевому полевоому шпату и серицит по плагиоклазу. Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом. Породы относятся к кислым плутоническим породам умереннощелочного и щелочного рядов, калиево-натриевого типа щелочности.

Дайки умереннощелочных сиенит-порфиоров имеют мощность, как правило, первые метры (реже до 20–30 м) и протяженность 1,0–1,5 км. Макроскопически это коричневатато-серые, буровато-желтые порфировые породы, со-

держашие во вкрапленниках (15–25 % объема) полевые шпаты. Имеют порфировую структуру с микро- и мелкозернистой основной массой. Вкрапленники сложены главным образом ортоклазом и плагиоклазом (олигоклаз-андезином), причем плагиоклаз преобладает. Очень редко наблюдаются порфировые выделения авгита, роговой обманки, биотита в суммарном количестве 5–10 % объема породы. В большинстве случаев ортоклаз интенсивно пелитизирован, по плагиоклазу развивается серицитизация, а темноцветы замещены гидроокислами железа и карбонатом. Основная масса породы имеет двуполевошпатовый состав (ортоклаза до 70 %, плагиоклаза до 30 %), содержит включения кварца и рудного минерала.

Более позднее возрастное положение пород третьей фазы комплекса относительно нижнекуранахского и тобукского комплексов определяется их геологическими соотношениями. В бассейне р. Бол. Куранах известны факты пересечения дайками сиенит-порфиров даек, сложенных explosивными брекчиями базальтоидов (тобукский комплекс) и даек минетт (нижнекуранахский комплекс).

Все представительные разности фаз характеризуются порфировым и порфировидным обликом пород.

По результатам изотопного U-Pb датирования цирконов из пород 1-й фазы комплекса получены конкордантные возрасты – 132 ± 2 млн лет ($N = 8$, СКВО = 0,040) для сиенитов; Rb-Sr метод для сиенитов этой же фазы показал возрасты в 143 ± 9 млн лет (СКВО = 0,20). Результаты изотопного U-Pb датирования цирконов из пород 2-й фазы комплекса показали конкордантные возрасты $133 \pm 1,6$ млн лет ($N = 14$, СКВО = 0,069) из кварцевых монцодиоритов.

Мурунский комплекс граносиенитов, щелочных и фельдшпатоидных сиенитов ($\gamma\xi$ - $\phi\xi$ ₃-K_{1m}) петротипа не имеет, позиционируется как аналог алданского комплекса на Мурунском массиве [123]. Комплекс характеризуется как полиформационный и рассматривается в последовательности становления, в целом соответствующей ранее предложенной Т. В. Билибиной в 1976 г. схеме расчленения мезозойских щелочных пород западной части Алданского щита [23]. Комплекс развит в пределах Чаро-Алданской СФЗ.

Мурунский комплекс объединяет граносиениты, граниты и сиениты щелочные, фонолиты, трахиты, сиениты фельдшпатоидные, лейцитовые, сиенит-порфиры эгириновые; лампроитоподобные породы, сформированные на рубеже поздней юры–раннего мела. На территории листа породы комплекса образуют sillы среди отложений кебектинской серии немногочисленные штоки и дайки, прорывающие как метаморфические образования докембрия, так и терригенные осадочные толщи рифея.

Главный объем магматических масс отвечает двум ассоциациям (формациям) – фельдшпатоидных калиевых сиенитов и граносиенит-щелочносиенитовой. Плутонические породы комплекса по способу заполнения геологического пространства разделяются на собственно интрузивные (внедрения) и образовавшиеся путем магматического замещения. Для первых из них характерно интенсивное механическое воздействие на вмещающие осадочные породы, смятие их в складки. Примечательно также их относительно слабое контактовое воздействие на вмещающие породы. Для массивов магматиче-

ского замещения характерно отсутствие механического воздействия на окружающие образования и наличие мощного экзоконтактового ореола фенитизации.

По среднему химическому составу щелочные породы мурунского комплекса принадлежат к семейству щелочносалических формаций. По величине коэффициента агпаитности породы монцонит-щелочносиенитовой ассоциации относятся к миаскитовым, а остальные – к агпаитовым или близким к ним. По величине содержаний K_2O породы комплекса являются калиевыми и ультракалиевыми. Со становлением пород данного комплекса на смежном листе О-50 генетически и парагенетически связаны золотое и урановое оруденение в гумбеитах, месторождения чароита и карбонатитов, проявления циркония, титана, асбеста, фосфора и других полезных ископаемых.

Определения изотопного возраста, полученные К-Аг и Rb-Sr методами, находятся в интервале от 132 до 168 млн лет.

Тындинско-бакаранский комплекс гранит-гранодиоритовый впервые выделен Е. М. Заблоцким в 1970 г. Петротипический Бакаранский (Тындинский) массив площадью более 2500 км² расположен в междуречье Нюкжи и Гилюя (N-51) к северо-западу от г. Тынды. Область развития комплекса – Северо-Становая СФЗ.

Интрузии Тындинско-Бакаранского комплекса обнажаются на площади свыше 20 000 км², они бразуют крупные (до 3–4 тыс. км²) гранитоидные многофазные массивы сложной плито- и лакколитообразной формы, участвующие в строении Станового вулканоплутонического пояса. По геофизическим данным, вертикальная мощность массивов достигает 10 км в местах крутопадающих участков и варьирует от первых сотен метров до первых километров в пологозалегающих плитообразных частях. Ориентировка плутонов – северо-западная. Они имеют трехфазное, а иногда многофациальное строение. Тындинско-бакаранский комплекс по составу соответствует гранит-гранодиоритам и представлен тремя фазами.

Диоритоиды и монцонитоиды первой фазы ($q\delta J_3-K_1tb_1$) приурочены к экзоконтактам крупных массивов, часто образуют провесы кровли, наблюдаются в виде ксенолитов в гранитоидах последующих фаз и редко слагают самостоятельные тела, преимущественно малых размеров (первые км²). На контакте породы первой фазы сохраняют гнейсовидность вмещающих сланцев или гнейсов, при удалении от контакта в них отмечается обилие остроугольных или оплавленных ксенолитов и шлиров.

Гранодиориты второй фазы ($\gamma\delta J_3-K_1tb_2$) развиты наиболее широко. Ими в основном сложены огромные, иногда до тысячи и более км² массивы. Породы второй фазы, прорывая докембрийские образования, содержат большое количество ксенолитов и шлиров кристаллических сланцев и гнейсов. При пологом залегании контакта отмечаются их послойные инъекции во вмещающие архейские образования.

Граниты третьей фазы ($\gamma J_3-K_1tb_3$), образующие относительно небольшие тела, ориентированы незакономерно, встречаются в массивах, сложенных породами первой и второй фаз и за их пределами.

Характерной особенностью гранитоидов комплекса является их порфировидный крупно-среднезернистый облик, наличие массивных, реже гнейсо-

видных текстур. Отмечаются разнозернистые породы с монцитонитовидными структурами.

Породы относятся к диорит-гранит-гранодиоритовой формации. По данным амфиболовых геобарометров они кристаллизировались в условиях мезоабиссальной фации глубинности при давлении 3,5–4,1 кбар.

По петрохимическим параметрам породы комплекса отвечают нормальному высокоглиноземистому, умереннощелочному ряду калиево-натриевой серии с натриевым типом щелочности в ранних фазах и калиевым в лейкогранитах заключительной фазы. Геохимической особенностью пород является надкларковое содержание следующих элементов, приведенных в формуле: $\text{Hf}_{11,2} \text{Yb}_{6,6} \text{La}_{4,8} \text{Zn}_{4,5} \text{Cd}_{3,8} \text{Ce}_{3,6} \text{Pr}_{2,9} \text{Zr}_{2,8} \text{Ba}_{2,6} \text{Nd}_{2,6}$. Комплекс перспективен на обнаружение молибденового оруденения.

По результатам изотопного U-Pb датирования цирконов конкордантный возраст составляет $122,9 \pm 2,5$ млн лет для кварцевых диоритов и монцодиоритов и $126,23 \pm 0,99$ млн лет для лейкогранитов. Предшественниками сделаны многочисленные определения возраста пород калий-аргоновым методом. Они фиксируют время образования пород комплекса в интервале средняя юра–ранний мел: 159–122 млн лет. На основании этих данных, возраст пород тындинско-бакаранского комплекса гранит-гранодиоритового принимается позднеюрско-раннемеловым.

Тобукский комплекс сублампроитовый ($\text{T}\beta\text{K}_1\text{t}$) впервые выделен Е. П. Максимовым при составлении Легенды Алданской серии листов 2000 г. на водоразделе руч. Тобук–руч. Хатыстыр-Юрях–р. Селигдар, где широко проявлены диатремы эксплозивных брекчий лампроитов ($\text{T}\omega\text{K}_1\text{t}$), лист О-51-ХП. Область развития комплекса – Чаро-Алданская СФЗ.

Кроме эксплозивных брекчий лампроитов, тобукский комплекс включает эруптивные брекчии трахитов совместно с лампроитами, присутствующих в большинстве трубок взрыва и слагающих единичную диатрему на левобережье р. Алдан напротив устья р. Якобит, дайки щелочных базальтоидов и трахитов. Условно к тобукскому комплексу отнесены пластовые интрузии минетт.

Эсплозивные брекчии щелочных базальтоидов лампроитов и лампрофиров формируют многочисленные трубки взрыва. В плане диатремы имеют овальные очертания, размеры до 600×400 м, а в разрезе представляют собой тела остроконусовидной формы с крутым или близвертикальным падением. По составу большая часть трубок взрыва представлена эксплозивными брекчиями щелочных ортоклазовых пикритов. В ряде эксплозий (бассейны ручьев Рыбный, Латышский, Хапчаан) основной объем слагают псевдолейцитсодержащие пикриты. Эти породы по ряду свойств приближаются к лампроитам. Они имеют сходный с лампроитами минеральный состав (магнезиальный оливин, флогопит, лейцит или псевдолейцит, диопсид), обладают высокой калиевой щелочностью и магнезиальностью, но отличаются от них резко пониженными концентрациями титана, ниобия, циркония.

Макроскопически породы трубок имеют зеленовато-темно-серые (пикриты) и буровато-желтовато-серые (трахиты) цвета и конгломерато-брекчиевое сложение. Количество обломков может достигать 90–100 % от объема поро-

ды. Эксплозивные брекчии щелочных пикритов имеют порфировую и в то же время кластогенную структуру.

По сравнению с кларком земной коры породы трубок взрыва содержат в 1,5–3 раза больше никеля, титана, ванадия, лития, молибдена, скандия, лантана, стронция, бария, меди, фосфора; в 7–10 раз – хрома, иттербия; в 10–30 раз – вольфрама, таллия [26].

Диатремы тобукского комплекса постоянно привлекают внимание исследователей своей потенциальной алмазоносностью. В результате специализированных работ в трубке Кайла был обнаружен один алмаз [26].

Дайки, входящие в состав комплекса, представлены преимущественно щелочными базальтоидами, редко щелочными трахитами (трахит-порфирами).

Среди щелочных базальтоидов по составу выделяются флогопитовые и псевдолейцитовые разновидности. Флогопитовые базальтоиды содержат во вкрапленниках эгирин-авгит, флогопит, оливин. Основная масса представляет собой либо довольно однородный мелкозернистый агрегат слюдилопироксен-полевошпатового состава, либо существенно полевошпатовую массу, с преобладанием калишпата над плагиоклазом. Псевдолейцитовые разновидности содержат обильные вкрапленники округлого псевдолейцита (агрегаты ортоклаза и нефелина), авгита и биотита. Основная масса породы неясно микролитовая существенно ортоклазового состава с примесью мелких зерен биотита, пироксена, магнетита.

Щелочные трахиты (трахит-порфиры) формируют редкие дайки в пределах Ыллымахского вулcano-плутона, а также в виде обломков часто присутствуют в эксплозивных брекчиях щелочных базальтоидов (трубка Рябиновая). Наблюдается резкое преобладание калиевого полевого шпата, как во вкрапленниках, так и в основной массе. Подчиненную роль играет клинопироксен, количество которого составляет 7–25 % объема породы. Основная масса имеет трахитовую структуру и сложена лейстами ортоклаза и небольшим количеством эгирина (или эгирин-авгита) и магнетита, часто замещающего клинопироксен.

Абсолютный возраст пород комплекса, по данным U-Pb датирования цирконов, $135,9 \pm 1,9$ млн лет, возраст образцов из трубок взрыва, определенный K-Ar методом по флогопиту, составляет 136 ± 5 млн лет и 133 ± 6 млн лет (тр. Кайла) [26].

Куранахский гипабиссальный комплекс вогезит-минеттовый ($\gamma K_1 K_2$) выделен Е. П. Максимовым на водоразделе рек Селигдар–Якокит в их нижнем течении, где породы комплекса образуют многочисленные дайки. На площади листа нижнекурунахский комплекс объединяет дайки минетт и вогезитов.

Минетты образуют маломощные (как правило, первые метры), но часто протяженные (до 10 км) дайки субмеридионального простириания. Макроскопически это темно-серые, а в выветрелом состоянии буроватые порфировые породы, состоящие из вкрапленников биотита (15–30 %) и основной массы. Основная масса состоит из лейст калишпата и имеет трахитовую, микролитовую, иногда бостонитовую структуру.

Вогезиты формируют ряд даек северо-восточного простириания протяженностью до 2 км при мощности до 80 м. Визуально это коричневато-серые,

серые породы порфирированного сложения с ярко выраженной лампрофировой структурой. Во вкрапленниках (до 25–30 %) основной объем приходится на долю роговой обманки, иногда встречаются авгит и биотит и, очень редко, калишпат и (или) олигоклаз. Основная масса породы калишпатовая, с незначительной примесью кварца.

Средний абсолютный возраст минетт и вогезитов, определенный K-Ar методом, укладывается в интервал 132,8–138,8 млн лет [26].

Карабуранский комплекс монцонит-гранодиоритовый ($\mu\delta K_{kb}$) выделен Е. П. Миронюком в 1970 г. вдоль северных отрогов хр. Становой. Петро-тип комплекса расположен на правом берегу верховьев р. Алдан, лист О-51-XXXVI. Породы комплекса имеют развитие на территории Южно-Алданской и Северо-Становой СФЗ.

Комплекс представлен мелкими (не более 15 км²) штоками, бисмалитами, дайками, прорывающими породы докембрийского фундамента, деформированные юрские отложения и раннемеловые породы нагорнинской свиты. Интрузии комплекса приурочены к высокоамплитудным субширотным разломам, часто с предшествующими мукундинскими магмопроявлениями. Несмотря на небольшие размеры, большинство плутонов являются сложными многофазными и полифациальными. Общую схему последовательности формирования плутонов можно представить в таком виде: первая фаза – габбро, габбронориты, в т. ч. лейкократовые, ортоклазовые и оливковые, диориты, монцодиориты; вторая фаза – монцониты, монцониты и монцодиориты кварцевые; третья фаза – лейкомонцониты, лейкомонцодиориты и сиениты кварцевые; четвертая фаза – гранодиориты, граниты. Заключительная фаза – лампрофиры, гранит-порфиры, редко порфиры и аплиты, еще реже пегматиты. Ореолы ороговикования вокруг пород каждой фазы достигают 650 м и более. Комплекс сопровождается многочисленными жилами, иногда штокверками кварц-сульфидными (с золотом, молибденитом, галенитом), а также сульфидно-киноварными прожилками.

Комплекс относится к субщелочной калиево-натриевой петрохимической серии с надкларковым содержанием молибдена, никеля, галлия.

Калиево-аргоновый возраст комплекса составляет 127–107 млн лет.

Олёкмо-Становой комплекс гранодиорит-порфирированный ($\gamma\delta\pi K_{\rho\sigma}$) объединяет многочисленные мезозойские дайкообразные тела гранит-порфирированных, гранодиорит-порфирированных, диорит-порфирированных лампрофирированных ($\chi K_{\rho\sigma}$), выявленных в 1950–1960-е годы при геологической съемке (масштаба 1 : 200 000) на территории Северо-Становой СФЗ, петротипа не имеет.

Дайки и дайкообразные тела гранит-порфирированных, гранодиорит-порфирированных, диорит-порфирированных, лампрофирированных олёкмо-станового комплекса образуют протяженные пояса преимущественно северо-восточного простирания в Северо-Становой СФЗ. Они распространены независимо от гранитоидных массивов мезозоя. Протяженность дайковых поясов варьирует от нескольких километров до 110 км, ширина в бассейне р. Нюкжи достигает 60–70 км. Отдельные дайки в пределах поясов приурочены к сбlijженным системам субпараллельных крутопадающих трещин. Протяженность отдельных даек составляет от первых метров до 10 км и более. Преобладают дайки протя-

женностью первые десятки–сотни метров при мощности от первых метров до первых сотен метров.

Петрохимический состав пород дайкового комплекса варьирует от среднего до кислого. Наибольшей основностью обладают спессартиты, наиболее кислыми являются гранит-порфиры. По щелочности породы комплекса относятся к калиево-натриевому типу.

К поясам развития даек приурочены проявления золота. Значительно измененные породы комплекса могут содержать сульфидную минерализацию.

По геологическим данным, нижняя возрастная граница пород олёкмо-станового комплекса определяется рвущими контактами с интрузивами тындинско-бакаранского комплекса и вулканогенными породами сэгангринской свиты (K_1sg).

По изотопным данным Е. П. Гурова и Ф. И. Котловской (1969 г.), возраст пород олёкмо-станового комплекса не противоречит геологическим наблюдениям и соответствует раннему мелу.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Разновозрастные метаморфические образования на территории листа составляют обширные области (рис. 11), сформировавшиеся в течение докембрийских и фанерозойских этапов геологического развития в обстановках регионального динамотермального, локального дислокационного и контактового метаморфизма.

Условия регионального метаморфизма, в которых были преобразованы конкретные докембрийские образования, указаны в главах «Стратиграфия» и «Магматизм».

Региональный метаморфизм

Раннеархейский метаморфизм гранулитовой фации проявлен как прогрессивный однородный с образованием кристаллических сланцев и плагиогнейсов существенно гиперстеновых с биотитом и глиноземистыми минералами, реже дупироксеновых с роговой обманкой. Эти образования представлены на территории Алданского щита курультинской, верхнеалданской, иенгской, зверевской и тангракской сериями.

На западе листа Чаро-Олёкминский район сложен метаморфитами гранулитовой фации, объединенными в курультинскую серию и представленными преимущественно ортопородами – эндербито- и чарнокитогнейсами, в меньшей степени парагнейсовыми толщами, включающими амфибол- и пироксеносодержащие гнейсы и сланцы, гранат-биотитовые гнейсы, редко с кордиеритом и силлиманитом. Минеральные ассоциации пород и условия гранулитового метаморфизма здесь соответствуют гранат-кордиерит-ортоклазовой фации с вариацией температуры 750–850 °С и давления 6–7 кбар [75].

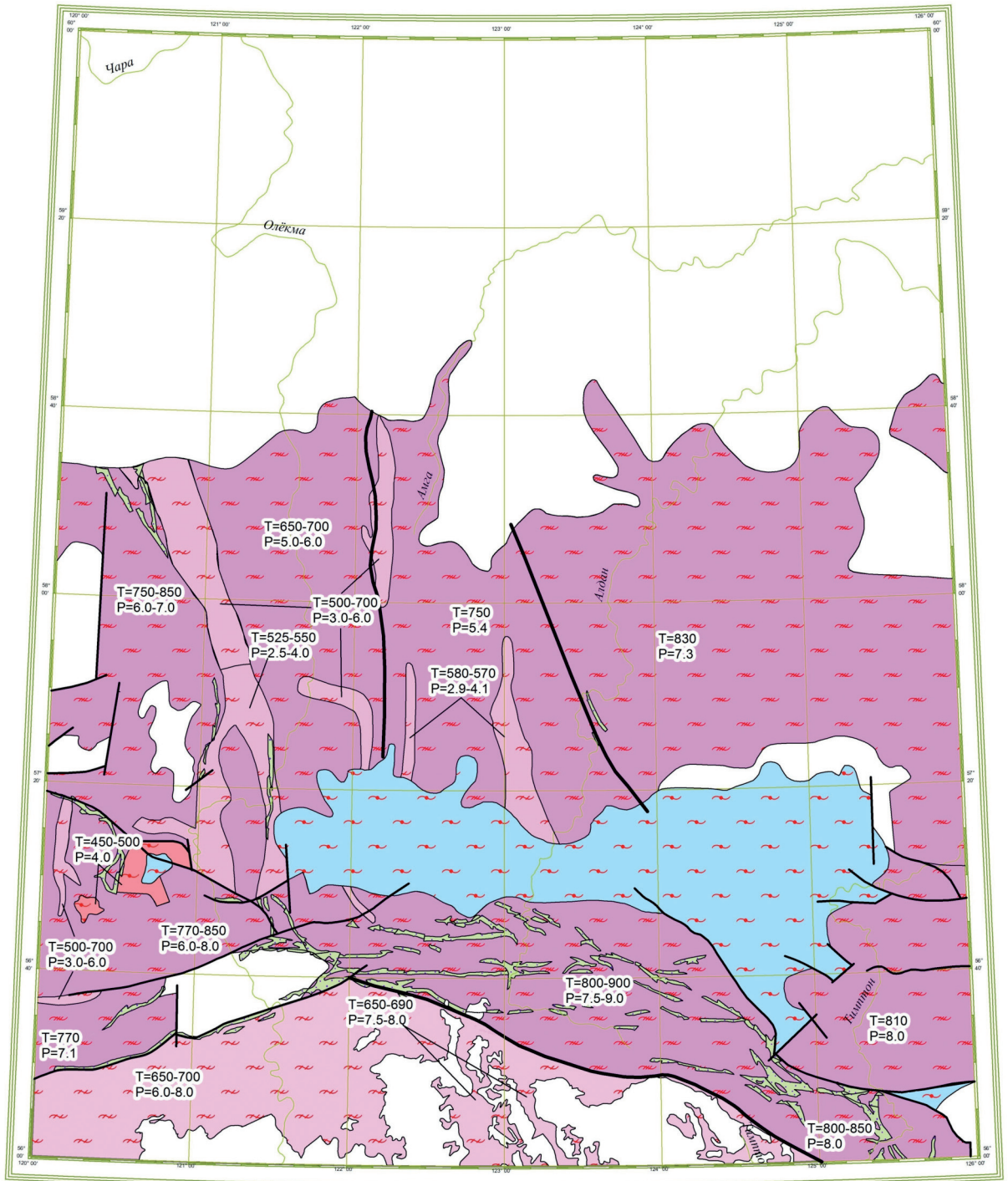
В пределах Иенгского района метаморфиты гранулитовой фации развиты наиболее широко. Метаморфизм в районе соответствует трем субфациям гранулитовой фации [75] – кордиерит-гиперстен-ортоклазовой, биотит-гиперстен-ортоклазовой, биотит-силлиманит-ортоклазовой области умеренных давлений. РТ-параметры варьируют в интервале 750–830 °С; 5–7 кбар.

Породы иенгрской серии в пределах Мелемкёнской площади претерпели метаморфизм гранулитовой фации в высокоградиентном режиме. Устойчивы парагенезисы трех минеральных фаций: гиперстен-кордиерит, биотит-кордиерит- и биотит-силлиманит-гранат-ортоклазовой. Максимальные Р-Т параметры гранат-кордиеритовых равновесий в силлиманитсодержащих парагенезисах – 825–809 °С, 8,2–7,9 кбар.

В Южно-Алданском районе образования, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, представлены зверевской и тангракской сериями. Для них характерны ассоциации преимущественно дупироксеновых (\pm гранат, амфибол), реже гиперстеновых (\pm биотит, гранат, амфибол) и гранат-биотитовых плагиогнейсов, содержащих прослойки дупироксеновых (\pm амфибол), основных кристаллосланцев и единичные линзы известково-силикатных пород, кальцифиоров и кварцитов. Здесь сохранились высокобарические минеральные парагенезисы. В северо-восточной части блока широко распространены интенсивно мигматизированные гранат-кордиеритовые гнейсы (кинцитигиты), в которых наблюдается развитие кордиеритовых, кварц-кордиеритовых, кордиерит-шпинелевых, а в редких случаях и кордиерит-сапфириновых кайм вокруг граната, что в частности связывается с повышением температуры или декомпрессией. Установлено, что давление в пике метаморфизма при температуре 800–900 °С достигало 9 кбар [41].

Изофациальному метаморфизму в условиях гранулитовой фации подверглись также архейские магматические породы основного и ультраосновного составов. В ареалах развития супракрустальных толщ курультинской и верхнеалданской серий выделяются согласные и субсогласные пластовые линзовидные тела, иногда мелкие массивы основных (габбро, амфиболиты, габбро-амфиболиты, пироксениты) и ультраосновных (дуниты, перидотиты) пород изофациально метаморфизованных с вмещающими образованиями в гранулитовой фации. Это так называемые «основные ортосланцы руч. Джолонгу» и «ультраосновные ортосланцы руч. Укачигда» в курультинской серии и «основные ортосланцы руч. Керак» в верхнеалданской серии [110]. Все вышеуказанные образования объединены на карте как «Ортосланцы ультраосновного и основного состава нерасчлененные». Породы кергелийского комплекса, метаморфизованные в гранулитовой фации, испытали впоследствии высокотемпературные ретроградные преобразования [22].

Ортосланцы ультраосновного и основного состава нерасчлененные ($m\alpha R_2^1$) описаны в бассейне руч. Керак, левого притока р. Бол. Нимныр, лист О-51-XXIV, автор Н. И. Веревкин, 1991 г.; в бассейне руч. Холодникан, правого притока Иенгры, Холодниканский массив, лист О-51-XXXV, И. В. Булдаковым в 1985 г.; на правобережье р. Тимптон, листы О-52-XIV, -XXI, автор Е. П. Максимов, 1982 г.; на руч. Джолонгу, левом притоке Тас-Миеле, листы О-51-ХIII, -XIX, А. М. Сафоновым в 1988 г., Г. В. Бирюлькинским в 1990 г., а также выявлены на руч. Укачигда, бассейн Чаруоды, листы О-51-ХIII, -XIX, авторы А. М. Сафонов, 1988 г. и Г. В. Бирюлькин, 1990 г. Область распространения – Чаро-Олёкминский и Иенгрский районы и Давачанская и Зверевская площади Южно-Алданского района. Состав – ортосланцы ультраосновного и основного составов, метаморфизованные дуниты, перидотиты, пироксениты, габбро.



0 25 50 км

- Неметаморфизованные образования
- Области развития зеленосланцевой фации
- Области развития амфиболитовой фации
- Области развития гранулитовой фации

Возраст метаморфизма

- Мезозойский
- Раннепротерозойский (карельский)
- Позднеархейский (лопийский)
- Раннеархейский (саамский)

- Зоны дислокационного метаморфизма
- T = 750
P = 5,4 P-T условия метаморфизма (T – температура, °C, P – давление, кабар)
- Фациальные границы
- Главные разломы

Рис. 11. Схема районирования фаций метаморфизма. Масштаб 1 : 2 500 000.

Ортосланцы ультраосновного и основного состава представлены как мелкими дайкообразными телами мощностью не более первых десятков метров (обычно от 10–30 до 50 м) и протяженностью до первых сотен метров (обычно 100–300 м), так и небольшими массивами овальной формы размером до 500 × 1500 м.

Породы относятся к метагаббро-долеритовой формации, к нормальному ряду и натриевой, калиево-натриевой петрохимическим сериям [110].

По литературным данным, минимальный возраст основных и ультраосновных ортосланцев руч. Холодникан, определенный термоионным методом по цирконам разных генераций из метагаббро Холодниканского массива, лист О-51-XXXV, составил 2554 ± 50 млн лет [123].

Ультраметаморфизм. Процессам ультраметаморфизма подвержены все породы, преобразованные в гранулитовой фации. В результате образуются мигматиты, преимущественно послойные, состав которых зависит от состава субстрата: в кристаллических сланцах и гнейсах основного и среднего составов сначала формируются эндрбиты, сменяющиеся чарнокитами, в породах кислого состава – сразу чарнокиты.

Получение изотопных значений возраста для пород гранулитовой фации сильно затруднено неоднократными наложенными процессами, искажившими первичные изотопные соотношения в минералах. Поэтому он основывается на их прорывании эндрбитами, чарнокитами и другими архейскими гранитоидами древнеолёкминского, древнеалданского, джолуонского комплексов и на изотопных датировках, полученных с помощью самарий ниодимового и уран-свинцового методов, как раннеархейский (прил. 5).

Позднеархейский метаморфизм амфиболитовой фации. Позднеархейский метаморфизм амфиболитовой фации проявился на территории Алданского щита как прогрессивный однородный в стратифицированных отложениях олёкминской, становой, иликанской, борсалинской и сырылырской, бытыгырской и олондинской серий позднего архея (Чаро-Олёкминский и Иликан-Эльгаканский районы), а также как регрессивный по отношению к раннеархейским гранитоидно-метаморфическим образованиям, метаморфизованным в условиях гранулитовой фации. В последнем случае он отвечает амфиболитовой фации высокотемпературной субфации с постоянным развитием в них безмусковитовых парагенезисов новообразованных минералов [23].

Метаморфизм пород олёкминской серии, залегающих в Чаро-Олёкминском блоке Алданского щита, соответствует условиям высокотемпературных субфаций куммингтонит-амфиболитовой фации. РТ-параметры метаморфизма составляют при этом: $T = 650\text{--}700$ °С, $P = 5\text{--}6$ кбар [110].

По данным [68], при датировании U-Pb методом кристаллической фазы циркона из плагиогнейса олёкминской серии получено конкордантное значение 2840 ± 30 млн лет, интерпретируемое как время переработки пород в процессе позднеархейского наложенного метаморфизма амфиболитовой фации.

Породы борсалинской и тунгурчинской серий претерпели метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии низких и средних температур [71].

Региональный метаморфизм борсалинской серии, относящийся к андалузит-силлиманитовому типу, достигал высокотемпературной амфиболитовой фации, с присутствием участков слабометаморфизованных пород эпидот-амфиболитовой фации. При этом, расшифровка состава и строения борсалинской серии значительно осложнена широким развитием наложенных процессов динамометаморфизма гранитизации, мигматизации и калиевого метасоматоза [110]. По данным [71], РТ-условия метаморфизма в среднем соответствуют $T = 540\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 4$ кбар.

Геологические образования тунгурчинской серии, слагающие зеленокаменные структуры Чаро-Олёкминского блока, метаморфизованы в условиях от эпидот-амфиболитовой до низкотемпературной амфиболитовой фации. В разрезе серии присутствует большое количество метакarbonатных и метатерригенных пород при подчиненном количестве метаэффузивных пород. Прямые оценки температуры и давления по гранат-биотитовым парам в среднем составляют величины $T = 500\text{--}550\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 2,5\text{--}4$ кбар [71]. Термодинамические параметры метаморфизма в западной части Тас-Миэлинской троговой структуры изменяются с юга на север в широких пределах: по давлению от 6,4 до 2,5 кбар, при вариациях температур от $510\text{--}620\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $480\text{--}500\text{ }^{\circ}\text{C}$ [22]. РТ-параметры метаморфизма сырылырской серии данной структуры для гранат-ставролит-кианитсодержащих сланцев составляют $525\text{--}550\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $2,5\text{--}4$ кбар [110].

Породы тасмиэлинской серии метаморфизованы зонально в условиях, переходных от эпидот-амфиболитовой фации к низкотемпературным субфациям фации куммингтонитовых амфиболитов. Степень метаморфизма повышается в направлении с запада на восток, при этом изограды пересекают складчато-деформированные границы литологических пачек. Установлена следующая последовательность зон (с запада на восток): зона биотита–зона граната–зона ставролита. РТ-параметры метаморфизма, по данным [110], составляют: температура – $500\text{--}530\text{ }^{\circ}\text{C}$, давление – $1,0\text{--}2,5$ кбар. При зональном метаморфизме в породах серии появляются полиминеральные ассоциации с хлоритом, мусковитом, биотитом, хлоритоидом, гранатом, графитом, ставролитом, андалузитом, а в первичных карбонатсодержащих породах – с амфиболитом, эпидотами, цоизитами [22].

По стратифицированным образованиям нижней–средней эры позднего архея в пределах зеленокаменных структур в условиях низкотемпературной субфации амфиболитовой фации формируются ассоциации кварцитов, мраморов и разнообразных глиноземистых сланцев с устойчивыми парагенезисами биотита, мусковита со ставролитом-андалузитом, андалузитом–кордиеритом, ставролитом–силлиманитом и силлиманитом–гранатом.

Значительную часть площади Станового блока также слагают геологические образования, прогрессивно метаморфизованные в условиях высоких ступеней амфиболитовой фации, объединенные в становой комплекс, характеризующийся достаточно однообразным составом. В основном это биотитовые, роговообманковые, биотит-роговообманковые, роговообманково-биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы, гранат-биотитовые и двуслюдяные гнейсы и амфиболиты. Породы часто гранатсодержащие, иногда с кианитом и силлиманитом.

Прогрессивный региональный метаморфизм образований иликанской серии соответствует амфиболитовой фации и сопровождается изофациальным диафторезом подстилающих гранулитовых толщ с интенсивной мигматизацией и гранитообразованием в южных районах [15, 16]. Температура метаморфизма по гранат-биотитовому геотермометру составляет 650–690 °С, при давлении 7–8 кбар [104].

Геологические образования Субганского трога (Алдано-Тимптонский блок), относящиеся к субганской серии, зонально метаморфизованы в условиях андалузит-биотит-ставролитовой субфации при $T = 560$ °С и $P = 2,5$ кбар [22] с повышением степени метаморфизма в направлении с запада на восток.

Метаморфизм амедичинской серии в Амедичинской троговой структуре (Алдано-Тимптонский блок) осуществлялся при $T = 580$ – 670 °С и $P = 2,9$ – $4,1$ кбар, что соответствует фации куммингтонитовых амфиболитов.

Значения T_{Nd} (DM) гранат-гиперстен-биотитовых и гранат-биотитовых плагиогнейсов курультинской серии находятся в интервале 3,0–3,5 млрд лет [61, 66]. Таким образом, метаморфиты курультинской серии имеют источники как с позднеархейскими (T_{Nd} (DM) = 3,0 млрд лет), так и с раннеархейскими Nd модельными возрастaми (T_{Nd} (DM) = 3,5 млрд лет) [67, 80]. В то же время отложения серии прорывают трондьемиты древнеолёкминского комплекса, возраст которых составляет 3016 ± 8 млн лет (Nutman et al., 1990, 1992).

Из этого следует, что накопление курультинской серии связано с позднеархейским этапом геологического развития одноименного блока. При парциальном плавлении (анатексисе) ортогнейсов курультинского блока формируются лейкосомы, представленные эндербитами и чарнокитами. В то же время с глиноземистыми гнейсами курультинской толщи ассоциируют гранатовые граниты и чарнокиты. Отмечается, что чарнокиты, являющиеся продуктами плавления в условиях гранулитовой фации, нередко подвергаются расщеплению также в условиях гранулитовой фации, что свидетельствует о неоднократном его проявлении [21].

Полученные за последнее десятилетие геохронологические данные [67, 82] позволили выделить в истории геологического развития Курультинского блока как минимум четыре эпизода высокоградного метаморфизма. К первому из них относится формирование чарнокит-мигматитов и параавтохтонных чарнокитов, возраст кристаллизации которых составляет 2846 ± 33 млн лет. Со вторым эпизодом метаморфизма связаны структурно-метаморфические преобразования этих гранитоидов в условиях гранулитовой фации и образование в них цирконов с возрастом 2708 ± 7 млн лет. В течение третьего эпизода метаморфизма произошло внедрение интрузий эндербитов (2627 ± 16 млн лет) и чарнокитов (2614 ± 7 млн лет), относимых авторами к джелуйскому и алтуальскому комплексам, на территории листа не установленным. Сразу после этого события последовало внедрение интрузий каларского комплекса (2611 ± 38 – 2623 ± 23 млн лет). Возраст четвертого эпизода высокотемпературного регионального метаморфизма, наложенного на породы Каларского массива, составляет 1849 ± 15 млн лет.

Протолиты высокоглиноземистых гнейсов (курумканская свита верхнеалданской серии) на Нимырской площади образовались в результате разруше-

ния пород с модельным возрастом 2,85–3,06 млрд лет, а протолиты биотит-гиперстеновых плагиогнейсов васильевской свиты были сформированы за счет разрушения пород с возрастом 2,33–2,44 млрд лет [62].

Породы федоровской серии, по некоторым оценкам, были образованы при метаморфизме протолитов с модельным Nd возрастом 2,1–2,3 млрд лет [60].

Таким образом, нижний возрастной предел проявления гранулитового метаморфизма верхнеалданской серии определяется в 2,3 млрд лет, а федоровской серии в 2,15 млрд лет.

Верхний возрастной предел высокотемпературного метаморфизма определяется внедрением лейкогранитов каменковского комплекса с возрастом $1,9 \pm 0,15$ млрд лет.

По данным авторов отчета, возраст последнего метаморфизма пород федоровской серии составляет по результатам U-Pb датирования цирконов 1927 ± 17 млн лет.

Величина T_{Nd} (DM) гранат-биотитовых плагиогнейсов зверевской толщи 2,9 млрд лет, а гиперстеновых плагиогнейсов – 2,9–3,0 млрд лет [21]. Верхняя возрастная граница формирования этой толщи не установлена. Поэтому, по данным Sm-Nd материалов, констатируется, что зверевская толща имеет возраст не древнее 2,9 млрд лет.

По данным [21], возраст последнего эпизода метаморфизма гранулитовой фации, проявленного в пределах Зверевского блока, составляет 1935 ± 35 млн лет, и с ним связано формирование чарнокит-мигматитов и параавтохтонных чарнокитов.

Раннепротерозойский метаморфизм зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Раннепротерозойский метаморфизм установлен в дорифейских кристаллических комплексах Алданского щита. При этом радиологический возраст метаморфизма на территории Алданского щита установлен в результате изотопного датирования синметаморфических гранитогнейсов куандинского комплекса, развитых на территории листа Госгеолкарты O-50, где составляет 2000–1950 млн лет. Он характеризуется зональным проявлением в условиях, отвечающих зеленосланцевой и достигающей эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

По данным [71], в пределах Чаро-Олёкминского блока Алданского щита условия раннепротерозойского метаморфизма соответствуют амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа.

Осадочные толщи в Олдонгсинской грабен-синклинали отличаются весьма слабой степенью метаморфизма (бытыгирская серия, олдонгсинская свита). По глинистому цементу обломочных пород развиваются серицит, хлорит, значительно реже более крупночешуйчатая слюда – мусковит и иногда редкие листочки биотита. Обломки плагиоклаза также серицитизированы и альбитизированы, а обломки темноцветных минералов и некоторых пород хлоритизированы. Зерна кварца регенерированы. В карбонатных породах не установлены реакции декарбонизации, повсюду наблюдается сосуществование доломита с кварцем. Совокупность всех наблюдений позволяет заключить, что метаморфизм пород Олдонгсинской грабен-синклинали в основном соответствует низкотемпературной хлорит-серицитовой (безбиотитовой) субфации зеленосланцевой фации. Однако к югу степень метаморфизма не-

сколько повышается, судя по появлению биотита и большей встречаемости мусковита. Здесь она соответствует более высокотемпературной мусковит-биотитовой субфации [110].

Отложения бытыгырской серии в Нижне-Ханинской грабен-синклинали (в долине р. Хани) сложно зонально метаморфизованы с усилением степени метаморфизма от центра к границам структуры. В центральной части структуры породы метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев, а в периферических частях – в эпидот-амфиболитовой фации. РТ-параметры метаморфизма составляют 450–500 °С и 4 кбар [110].

Породы куранахского комплекса в Нижне-Ханинской грабен-синклинали метаморфизованы изофациально с вмещающими нижнепротерозойскими образованиями бытыгырской серии [110]. Региональный метаморфизм выразился в появлении биотита, роговой обманки, альбит-олигоклаза. При значительном развитии вторичных минералов, особенно более высоких степеней метаморфизма, порода переходит в ортоамфиболит [29].

Породы унгринского комплекса регионально метаморфизованы в высокоградиентной амфиболитовой фации и смяты в складки вместе с вмещающими породами. Породы хатыминского комплекса метадолеритового регионально метаморфизованы изофациально с породами унгринского комплекса, т. е. прогрессивно в амфиболитовой фации. Пироксены при метаморфизме в разной степени замещены зеленой роговой обманкой с выделением магнетитовой «пыли», а плагиоклаз – скаполитом [144]. Вещественные составляющие верхнечугинского комплекса подверглись воздействию гранитов каменковского комплекса и метаморфизму эпидот-амфиболитовой фации, изофациальному с прогрессивным метаморфизмом пород ярогинской серии [123, 29]. Метаморфизм ингредиентов позднестанового комплекса соответствует условиям высоких ступеней амфиболитовой фации [137].

Мезозойский метаморфизм зеленосланцевой фации. Региональный метаморфизм мезозойских осадков на южной окраине Алданского щита проявился только в зонах интенсивной складчатости. Он выражается в сильной хлоритизации и реже эпидотизации цемента песчаников. Пелитовые породы изменены в серицитовые филлиты. Все это свидетельствует о преобразовании юрских осадков в условиях фации зеленых сланцев [20].

Мезозойские угленосные отложения, слагающие Чульманскую грабен-синклинали, в некоторых ее частях сильно дислоцированы и метаморфизованы в низких степенях фации зеленых сланцев [88]. Процессы метаморфизма углей определялись сложным взаимодействием факторов регионального и магматогенного метаморфизма. На первичную зональность регионального метаморфизма наложено термальное воздействие магматических очагов и генетически связанных с ними гидротермальных растворов, имеющее региональный характер и совпадающее по времени с кульминационным этапом мезозойского (J_3 – K_1) магматизма. Степень метаморфизации углей увеличивается с северо-востока на юго-запад [49]. По данным Н. Г. Судовикова [88], со складчатостью и прогрессивным метаморфизмом мезозойских осадков связано формирование низкотемпературных диафторитов.

Регрессивный метаморфизм (диафторез)

Различается региональный диафторез, связанный с формированием более низкотемпературных прогрессивно метаморфизованных образований по отношению к ранним породам и полиметаморфический, полихронный, связанный с явлениями докембрийского ультраметаморфизма и сопровождающего метасоматоза, гидротермальными процессами, сопровождающими фанерозойское гранитообразование. Второй тип метаморфизма неотделим от динамометаморфических преобразований в зонах региональных разломов.

Различаются диафториты трех фаций метаморфизма: амфиболитовой, эпидот-актинолитовой и фации зеленых сланцев. С. П. Кориковским выделяются актинолит-биотитовая, эпидот-хлоритовая и серицит-кальцитовая минеральные ступени диафтореза. Они соответствуют трем температурным уровням и имеют характерные минеральные парагенезисы [108]. 1. Актинолит-биотитовый: актинолит + эпидот + биотит + хлорит + альбит + кварц. Характерны магнетит-актинолит-кварцевые жилы с крупными кристаллами актинолита и магнетита. 2. Хлорит-эпидотовый: хлорит + эпидот + альбит + кварц + кальцит + пирит. Характерны пирит-кварцевые, пирит-хлорит-кварцевые жилы, содержащие золотую минерализацию. 3. Кальцит-альбитовый: хлорит + серицит + альбит + кальцит (анкерит) + кварц + пирит. Характерны серицит-кварцевые, хлорит-карбонат-кварцевые жилы с пиритом.

Для диафторитов характерна сланцеватая структура, полосчатая текстура, серый и зеленоватый цвета. Содержание жильного материала в диафторитах крайне неравномерно, сланцеватость часто сечется кварц-хлоритовыми, кварц-серицитовыми, кварц-карбонатными и кварц-пиритовыми жилами.

Минеральные преобразования при диафторезе характеризуются возникновением гидроксилсодержащих минералов на месте высокотемпературных безводных.

Региональный диафторез в архее проявился по метаморфитам гранулитовой фации и выражен постепенным переходом неизменных пород гранулитовой фации в породы с минеральными ассоциациями амфиболитовой фации; замещением высокотемпературных минералов минералами низкотемпературными; преобразованием структур в измененных породах из обычных гранобластовых в гломеро- и пойкилобластовые. Зоны регрессивно преобразованных пород приурочены к крупным разрывным нарушениям, в основном к окаймляющим крупные блоки архейского фундамента. В то время как в центральных частях структурных районов архейского возраста сохраняются участки пород метаморфизованных в гранулитовой фации.

В диафторитах амфиболитовой фации регрессивные минеральные преобразования гранулитов происходили как без структурной перестройки, так и с образованием бластомилонитовых неравномернозернистых структур [46].

При диафторезе в основных кристаллических сланцах и гнейсах гранулитовой фации характерны реакции замещения гиперстена куммингтонитом, обыкновенной роговой обманкой или биотитом, перехода высокотемпературного титанистого амфибола в обыкновенную зеленую роговую обманку с выделением рутила в виде сагенитовой решетки, замещения граната биотитом и мусковитом, биотитом и кианитом. Как правило, диафторез гранулитов

в условиях амфиболитовой фации приводит к появлению в минералах регрессивной зональности: зональному увеличению в гранатах альмандиновой и спессартитовой составляющих и уменьшению пироповой, формированию зональных ситовидных амфиболов, состав которых изменяется от обыкновенных роговых обманок к амфиболам тремолит-актинолитового ряда. Гиперстен замещается биотитом или роговой обманкой; клинопироксен подвергается амфиболизации. При диафторезе богатых кальцием кристаллических сланцев образуется эпидот. В диафторитах к аксессуарным минералам пород гранулитовой фации (рутил, шпинель, монацит) присоединяются не свойственные гранулитам молибденит, турмалин, эпидот, ортит и титанит [24]. Устанавливается переход силлиманита в кианит, происходит мусковитизация глиноземистых минералов [20].

Проявления **протерозойского диафтореза** отмечаются в зоне Южно-Алданского глубинного разлома, где он накладывается на породы гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, а также архейские диафториты. Регрессивные изменения в породах выражаются в замещении пироксена и роговой обманки актинолитом и биотитом, глиноземистых минералов – мусковитом, в преобразовании лабрадора, олигоклаза и андезина в альбит или альбит-олигоклаз с выделением эпидота [20].

Выделяются диафториты эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, развитые вдоль шовных зон. В результате диафтореза эпидот-амфиболитовой фации по раннеархейским основным кристаллическим сланцам и амфиболитам образуются клиноцоизит (или эпидот)-роговообманковые кристаллические сланцы, иногда гранатсодержащие. По гранат-биотитовым гнейсам образуются цоизит-гранат-биотитовые, более мелкозернистые, часто сланцеватые породы. Диафторез характеризуется натриевым характером метаморфизирующих растворов. Диафториты зеленосланцевой фации развиваются по раннеархейским гранулитам, позднеархейским кристаллическим сланцам и гнейсам, а также гранитоидам и габброидам этого возраста.

Диафторез амфиболитовой фации и сопровождающий его метасоматоз датируются 1,9–1,8 млрд лет [90].

В мезозойское время кристаллические породы фундамента в зонах смятия подверглись региональному диафторезу фации зеленых сланцев. Источником воды при этом были мезозойские осадочные породы, метаморфизованные одновременно в условиях той же фации. Диафторезу фации зеленых сланцев подвергаются породы самого разнообразного состава: пироксен-амфибол-плаггиоклазовые сланцы и амфиболиты, гранатовые гнейсы, кварциты, разнообразные плаггиоклазовые гнейсы. Состав диафторитов в значительной степени обусловлен составом первичных кристаллических пород. Существуют все переходы от неизмененных пород к породам, полностью диафторированным. Выделяются породы, испытавшие сильные минеральные изменения без дробления и милонитизации, с реликтовыми структурами высокотемпературных метаморфических пород и породы, вместе с минеральными изменениями испытавшие полную структурную перестройку (баластомилониты фации зеленых сланцев и филлониты). Радиологический возраст диафторитов фации зеленых сланцев варьирует от 170 до 200 млн лет [46].

Дислокационный метаморфизм (динамометаморфизм)

Процессы дислокационного метаморфизма (или динамометаморфизма) тесно связаны с развитием дизъюнктивной и пликативной тектоники, становлением разломов и зон наложенной складчатости, формированием комбинированных складчато-разрывных и иных тектонических структур [23]. Динамометаморфические преобразования на Алдано-Становом щите приурочены к зонам глубинных разломов древнего заложения – Амгинского, Алдано-Килиерского, Борсалинского, Имангрского, Станового, Тарын-Темулякитского, Эвотинского, Ярогу-Гонурьинского, Чильчинского. В геологическом отношении они представлены зонами тектонитов – милонитов, катаклазитов, тектонических брекчий и их бластовых разновидностей, которые, исходя из состава минеральных ассоциаций, по уровню метаморфизма соответствуют зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям. Возраст динамометаморфизма может соответствовать одному или нескольким этапам тектоно-магматической активизации. По времени проявления выделяются позднеархейские, раннепротерозойские и мезозойские динамометаморфические процессы, нередко унаследованно проявленные в пределах единых структурных форм.

В пределах древних региональных разломов в гранитоидно-метаморфических образованиях дорифейского фундамента в позднеархейскую и раннепротерозойскую эпохи формируются мощные зоны бластомилонитов и бластокатаклазитов.

Бластотектониты имеют региональное распространение и внешне напоминают порфиробластические гранитогнейсы и гнейсы. Состоят из вкрапленников (порфирокластов) полевого шпата, обтекаемых гранобластовой слюдисто-полевошпат-кварцевой основной тканью. В бластомилонитах развиты струйчатые, полосчатые и линзовидные обособления гранулированного кварца. Апогнейсовые и апосланцевые бластомилониты выделяются более мезократовым составом и нередко графитизированы. В виде швов среди бластомилонитов развиваются тонкозернистые ультрамилониты с «псевдофлюидальной» текстурой [23].

Более поздние динамометаморфические процессы в рассмотренных образованиях и в обособленных структурных формах выражены зонами объемного катаклаза и дробления, швами милонитов, тектоносланцев и тектонических брекчий [23].

В зонах катаклаза и дробления гранитоидные, терригенные и близкого состава породы приобретают обломочную текстуру с перемещенными относительно друг друга обломками, состоящими из отдельных минералов и фрагментов пород. В зонах рассланцевания и милонитизации эти породы представляют собой сильно развальцованную мелко-тонкозернистую хлорит-слюдисто-полевошпат-кварцевую массу переменного состава, содержащую в отдельных случаях сохранившиеся обломки исходных пород и их минеральных составляющих. Карбонатные породы на участках дробления и милонитизации выделяются повышенной трещиноватостью и сланцеватым обликом. Трещины, как правило, заполняются перераспределенным углеродистым ве-

ществом, гидроокислами железа и «рудной пылью», в составе которой преобладают сульфиды [23].

В пределах Северо-Становой зоны дислокаций архейские глубокометаморфизованные образования надвинуты на мезозойские (система Южно-Якутского надвига) терригенные, терригенно-угленосные толщи чульманской грабен-синклинали. В пределах листа О-51 также имеются многочисленные зоны динамометаморфитов мезозойского возраста в докембрийских толщах. Последние размещаются южнее полосы мезозойских депрессий и представляют собой преимущественно субширотные и северо-западные зоны милонитов, катаклазитов, брекчий. Они часто ограничивают небольшие грабены с юрскими и меловыми осадочными породами и соответствуют взбросо-надвиговым, сбросо-взбросовым, сдвиговым тектоническим нарушениям. Эти разрывные структуры сопряжены с активными глыбами и блоками (Мелемкёнской и др.) и с мезозойскими зонами пластинчато-чешуйчатых дислокаций [108].

Самостоятельные динамометаморфические комплексы на площади листа не выделяются в связи с их слабой изученностью. Нерасчлененные динамометаморфические образования картируются как линейные зоны тектонитов.

Контактовый метаморфизм

Локальный контактовый метаморфизм развит в экзоконтактовых зонах интрузий раннего протерозоя, палеозоя и мезозоя.

В раннем протерозое проявление экзоконтактовой перекристаллизации и ороговикования известно в связи со становлением пород куранахского и каменковского комплекса.

В палеозойское время проявления контактового метаморфизма связаны с внедрением тел чаро-синского и амананского комплексов. На контактах даек чаро-синского трахидолеритового комплекса с раннепалеозойскими породами образуются зоны закалки и ореолы контактового метаморфизма шириной до 5 м. В экзоконтактовых зонах вмещающие породы трещиноваты, нередко трещины выполнены кальцитом, встречаются халькопирит-кальцитовые жилы. Изменения пород выражены слабой мраморизацией. В экзоконтактовых ореолах амананского комплекса метаморфизм достигает андалузитовой фации.

Зоны контактового воздействия устанавливаются и в связи с мезозойской щелочной интрузивной деятельностью. В частности, становление магматических образований алданского монцонит-сиенитового комплекса сопровождалось интенсивными контактовыми изменениями вмещающих пород – скарнированием и мраморизацией карбонатных толщ, ороговикованием юрских песчаников.

В экзоконтактовых ореолах пород мурунского комплекса граносиенитов, щелочных и фельдшпатоидных сиенитов распространены фениты и щелочные скарны с эканит-горитовой, брукитовой (ниобиеносной), рихтерит-асбестовой минерализацией; титаноносные кварц-карбонатные жилы (с брукитом, анатазом, рутилом), трубо- и жилообразные тела кальцитовых и бенстонитовых карбонатитов. С породами карабуранского монцодиорит-грано-

диоритового комплекса связаны приконтактовое автобрекчирование и четкие ореолы контактового метаморфизма в вулканогенно-осадочных породах (до силлиманитовых роговиков).

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Процессы региональной гидротермально-метасоматической деятельности фиксируются на всех этапах геологического развития Алданского щита в целом на территории листа. В соответствии с основными этапами в регионе выделяется несколько формационно-генетических рядов (ФГР) гидротермально-метасоматических образований, различающихся по геотектоническим условиям проявления и времени становления, по связи с магматическими комплексами и спектру составляющих метасоматических формаций [129].

Формационно-генетический ряд магнезиально-железисто-кальциевых и кремне-калиево-натриевых метасоматитов (AR_2-PR_1) объединяет древнейшие на Алданском щите метасоматические образования и характеризуется последовательным чередованием во времени и пространстве петрохимических разнотипных метасоматитов – магнезиально-железисто-кальциевых и кремне-калиево-натриевых. Метасоматиты данного ФГР широко проявлены в пределах Нимнырской, Мелемкёнской, Зверевской, Усть-Нюкжинской и других площадей.

Магнезиально-железисто-кальциевые метасоматиты находятся в тесной пространственной связи с гранитоидами мигматит-гранитовой формации архейского возраста (древнефедоровский и таежнинский комплексы). Структурно они приурочены к периферическим частям мигматит-плутонов, слагая линзо- и пластообразные, реже жильные тела, которые достигают мощности в первые десятки метров и прослеживаются по простиранию на сотни метров (Канкунский флогопитоносный район). Жильные тела метасоматитов имеют плоскопараллельные, а также неровные, зубчатые контакты. Метасоматиты представляют собой породы преимущественно меланократового состава с мелко-среднезернистой автоморфной структурой и представлены шпинель-диопсидовыми, магнетит-диопсидовыми, флогопит-диопсид-плагиоклазовыми и магнетит-амфибол-кварцевыми породами. Второстепенными минералами в них являются форстерит, энстатит, биотит, ортоклаз, паргасит; акцессорными – апатит, ильменит, пирротин, торианит, иногда ортит. При образовании данных метасоматитов происходит привнос в исходную породу CaO , MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 и вынос SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O . Металлогеническая специализация магнезиально-железисто-кальциевых метасоматитов определяется месторождениями железных (магнетитовых) руд.

Формация кремне-калиево-натриевых (или кварц-плагиоклаз-ортоклазовых) метасоматитов представляет собой породы с преимущественно гранитоидным, кварц-полевошпатовым составом, типоморфным парагенезисом кварц + плагиоклаз + ортоклаз и крупнозернистой (пегматоидной) автоморфной структурой. Парагенетически она связана с гранитоидами аляскитовой (каменковский комплекс) и гранитоидной (нелюкинский, древнефедоровский, таежнинский комплексы) формациями. Пространственно метасоматиты

тяготеют к периферическим частям мигматит-плутонов и зонам долгоживущих разломов глубокого заложения. Метасоматиты слагают неправильной формы шлировидные тела, линзы и жилы, имеющие мощность до нескольких метров при протяженности в десятки и сотни метров. Границы тел метасоматитов, как правило, неровные, расплывчатые. Кварц-плагиоклаз-ортоклазовые метасоматиты сформировались в процессе кремне-щелочного метасоматизма на заключительных стадиях архейских тектоно-магматических циклов при температуре и давлении, соответствующих режиму наиболее высоких ступеней амфиболитовой фации метаморфизма. С метасоматитами данной формации связаны проявления флогопита, редкоземельной, урановой и ураноториевой минерализаций.

Фельдшпатолит-пропилит-эйситовый формационно-генетический ряд (PR₁). Данный ФГР метасоматитов сформировался на этапе раннепротерозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита и генетически связан с лейкогранитной формацией, представленной гранитоидами каменковского, позднестанового, амутского комплексов. Метасоматиты данного ФГР являются наиболее распространенными на площади листа и представлены на Унгра-Десовской, Ярогинской площадях, в Ньюжино-Гилойском районе.

Фельдшпатолитовая или кварц-альбит-микроклиновая формация является наиболее ранней по времени образования, имеет преимущественно гранитоидный, кварц-полевошпатовый состав с типоморфным парагенезисом кварц + альбит + микроклин. Структурно она приурочена к зонам региональных разломов глубокого заложения, а также к апикальным частям массивов гранитов лейкократовой формации. Образуют линзо-, шлиро- и жилоподобные тела простой формы мощностью до 10 м при протяженности до 150 м. Основными минеральными типами данной формации являются существенно кварц-альбит-микроклиновые, кварц-микроклиновые, кварц-мусковит-микроклиновые, характеризующиеся красноватой и красновато-бурой окраской, средне-, крупно- и гигантозернистой структурой, массивной, реже блоковой текстурой. Второстепенными минералами являются биотит, турмалин, гранат, фибролит, магнетит; аксессуарными – ортит, приортит, апатит, монацит, циркон, торит, иногда ураноторит, ураноторианит, уранинит.

Кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты являются производными высокотемпературного кремне-щелочного метасоматоза с высокой активностью натрия в растворах. В связи с высокой градиентностью физико-химических параметров растворов (Т, Р, рН) наряду с субщелочными метасоматитами широко развиты метасоматические образования стадии высокотемпературного кислотного выщелачивания типа полевошпатовых грейзеноидов (кварц + турмалин, кварц + спессертин) и фельдшпатолит-пропилитов. Температура образования формации, определенная по титаномагнетитовому геотермометру, составляет 400–495 °С, по двуполевошпатовому – 510–530 °С. С данной формацией связаны рудопроявления урановой, ториевой и уран-ториевой природы, месторождения и рудопроявления мусковита и боросиликатов.

Пропилитовая формация является промежуточным членом рассматриваемого ФГР. Структурно она приурочена к зонам трещиноватости и расланцевания в архейских породах, где проявлена в сетчато-прожилковой и интер-

стиционально-объемной формах. Отдельные жилы пропилитов маломощны и непротяженны. Пропилиты представлены преимущественно кварц-альбит-эпидот-хлоритовыми породами. Однако в пределах Ярогинской и Нимырской площадей устанавливаются минеральные парагенезисы пропилитов с высокой ролью калиевых минералов – мусковита, биотита, микроклина – при подчиненной роли альбита. Акцессорные минералы – титанит, апатит, монацит, магнетит.

Образование пропилитов связано со среднетемпературным этапом эволюции раннепротерозойской гидротермальной системы, характеризовавшейся умеренной щелочностью растворов с переменной калиево-натриевой специализацией. Высокоградиентный режим термодинамического поля благоприятствовал быстрой смене парагенезисов калиевых пропилитов более низкотемпературными натриевыми метасоматитами типа эйситов. Такие условия способствовали осаждению урана в виде браннерита и уранинита, тория и редких земель в виде монацита, фосфора в виде апатита.

Эйситовая формация является конечным членом данного ФГР и не имеет явных генетических связей с конкретными интрузивными массивами. Метасоматиты эйситовой формации структурно приурочены главным образом к Иенгрскому блоку, а также фрагментарно проявлены в пределах западного фланга Чаро-Олёкминского блока щита, тяготея к участкам интенсивного катаклаза и брекчирования пород. Мощность зон эйситизированных пород составляет от первых метров до первых сотен метров, при протяженности в первые сотни метров – первые километры. Эйситы представлены гематит-хлорит-альбитовыми, карбонат-хлорит-альбитовыми, гематит-кварцевыми разновидностями. Второстепенные минералы – мусковит, биотит; акцессорные – апатит, флюорит. Внешним признаком метасоматитов формации является появление буроватых, красноватых, вишневых тонов окраски пород, что связано с присутствием гематитовой пыли.

В генетическом отношении эйситы представляют собой низкотемпературные гидротермально-метасоматические образования, возникшие при участии богатых натрием щелочных растворов на заключительном этапе эволюции раннепротерозойской гидротермальной системы. С эйситовой формацией связаны месторождения урановой и ториевой специализации, а также концентрации апатитовых и железных руд, горного хрусталя.

Фенит-пропилит-гумбеит-цеолитовый формационно-генетический ряд (J₃–K₁) характерен для этапа тектоно-магматической активизации центральной части Алданского щита и завершает становление алданского монцонит-сиенитового комплекса.

Фенитовая формация тяготеет к апикальным частям массивов щелочных и нефелиновых сиенитов, а также устанавливаются в их экзоконтактах. Ширина ореола фенитизированных пород обычно не превышает нескольких сот метров. Характерными минеральными разновидностями фенитов являются рибекит-эгирин-альбитовые, кварц-эгириновые, нефелин-эгирин-альбитовые и микроклин-альбитовые метасоматические породы. Второстепенные минералы представлены биотитом, эпидотом, тремолитом, арфедсонитом, эвдиалитом, лампрофиллитом; акцессорные – апатитом, лопаритом, рамзаитом, баститом. Для фенитов характерны бластовые структуры и нередко полосча-

тые текстуры, унаследованные от исходных архейских пород. Образование фенитов связывается с процессом щелочного метасоматизма под влиянием надкритического флюида при $T = 600\text{--}350\text{ }^{\circ}\text{C}$ при участии галоидов и других летучих компонентов, при низкой активности уголекислой кислоты и серы, а также при повышенной активности натрия, иногда калия и окисного железа. Фениты специализированы на торий и уран.

Проилитовая формация приурочена к узким, локальным тектоническим зонам, в пределах которых вещественные составляющие формации слагают жильные тела мощностью до 2–3 см альбит-эпидотового, калишпат-эпидотового составов.

Гумбеитовая формация имеет преимущественно полевошпатовый состав с типоморфным парагенезисом адуляра–карбонат–кварц и приурочена к зонам трещиноватости и брекчирования, обычно наследующие древние тектонические швы, а также к проницаемым терригенным толщам депрессионных структур, претерпевших катаклаз (Чульманская грабен-синклиналь). В пределах зон брекчирования гумбеиты проявлены в сетчато-прожилковой форме и группируются в зоны гумбеитизации общей мощностью от первых до десятков метров при протяженности десятки–первые сотни метров. В проницаемых терригенных толщах депрессионных структур метасоматиты формации слагают пласто- и линзообразные тела мощностью до 100 м и более. Собственно гумбеиты представляют собой плотные мелкозернистые породы темно-серого цвета карбонат-кварц-ортоклазового, хлорит-кварц-ортоклазового и сульфидно-кварц-карбонатного составов. В пределах Чульманской грабен-синклинали установлены также постепенные переходы от собственно гумбеитов (калиевых) к натриевым гумбеитам, в которых место адуляра занимает альбит, образуя парагенезисы карбонат + кварц + альбит и хлорит + кварц + альбит. Процесс гумбеитизации характеризуется привнесением K_2O , CO_2 , S_2 и выносом SiO_2 , Na_2O , в натриевых гумбеитах отмечается привнос Na_2O . Образование гумбеитов связано с низкотемпературными гидротермально-метасоматическими растворами ($T = 280\text{--}380\text{ }^{\circ}\text{C}$), по данным Б. И. Омеляненко (1978 г.), имеющими щелочной (калиевой) характер и осуществлявшими активное выщелачивание и последующее переотложение кремния, урана, молибдена, золота и других петрогенных и рудогенных элементов, с образованием специфической рудно-геохимической зональности. Абсолютный возраст по К-Аг методу определяется, по данным разных исследователей, в диапазоне 138–160 млн лет. Гумбеиты специализированы на уран, свинец, молибден и золото.

Цеолитовая формация выявлена в пределах Мелемкёнской площади и структурно приурочена к зонам интенсивной трещиноватости, дробления и брекчирования, расположенных в пределах долгоживущих зон разломов глубокого заложения. Поля цеолитизированных пород в ширину достигают десятков–сотен метров, по протяженности – первых километров. По составу выделяются ломонтит-десминовые, гейландит-десминовые, ломонтит-десмин-пренитовые, барит-десминовые разновидности цеолитов. Второстепенные минералы – натролит, шабазит, леонгардит; акцессорные – апатит, данбурит. Образование цеолитов происходило из щелочных и нейтральных растворов при низких и средних температурах и давлениях, привносе CaO ,

P_2O_5 и выносе SiO_2 . Возраст цеолитовой формации считается мезозойским, так как цеолиты замещают адуляр выше рассмотренной формации гумбеитов, и в свою очередь рассекаются жилками пропилитов и березитов рассмотренного ниже ФГР. Цеолититовая формация специализирована на уран, барий, фосфор (проявления Горбыляхское, Хойумканское).

Формационно-генетический ряд кварц-плагиоклаз-ортоклазовых метасоматитов–пропилитов–гумбеитов–березитов (J_3-K_1) формировался на этапе мезозойской тектоно-магматической активизации южной части щита в пределах южной части Алданского щита и Становой складчатой области. Генетически формации ФГР связаны со становлением лейкогранитовой и диорит-гранодиоритовой формаций (карабуранский, олёмко-становой, тындинско-бакаранский комплексы).

Формация кварц-плагиоклаз-ортоклазовых метасоматитов имеет крайне ограниченное распространение и тяготеет к ареалам развития крупных пластобразных интрузий гранит-гранодиоритовой формации в Становой складчатой области. Отдельные жилы метасоматитов данной формации имеют мощность 3–10 см и протяженность первые метры–десятки метров. Представлены крупнозернистыми породами, состоящими из ортоклаза, кварца и незначительного количества плагиоклаза. Формация специализирована на уран и торий.

Пропилитовая формация связана с тектонически ослабленными зонами северо-восточного и субмеридионального простирания и проявлена в сетчато-прожилковой и интерстициально-объемной формах в пределах южной части листа, в Становой области. Формация представлена пропилитами существенно хлорит-эпидот-кварц-альбитового, эпидот-актинолит-микроклинового состава, а также эпидозитами и актинолититами.

Гумбеитовая формация в пределах листа проявлена крайне редко и лишь в зонах брекчирования. Состав метасоматитов характеризуется преобладанием калишпата, в подчиненном количестве присутствуют карбонат, альбит, пирит, кварц, флюорит, серицит, хлорит, магнетит, апатит. Постоянно отмечается то или иное количество реликтовых минералов исходной породы.

Березитовая формация приурочена к зонам интенсивного расланцевания, брекчирования и катаклаза, имеющих мощность первые сотни метров при протяженности первые километры. Вещественные производные формации выявлены в пределах Южно-Алданской СФЗ в верховьях р. Тимптон. Форма проявления – сетчато-прожилковая. Метасоматиты формации сложены кварцем, серицитом и пиритом, при подчиненной роли карбоната, гидрослюд и хлорита; акцессорные минералы – молибденит, антимонит, арсенипирит. Полнопроявленные березиты, развитые по кислым породам, имеют преимущественно кварц-серицитовый состав, а по средним и основным – кварц-серицит-анкеритовый. С березитами в Становой зоне связаны рудопроявления молибдена и золота.

ТЕКТОНИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

В пределах территории Алдано-Станового щита выделяются три главных типа геоструктур – раннедокембрийского фундамента (рис. 12), рифейско-мезозойского платформенного чехла и раннепалеозойских–мезозойских областей активизации (рис. 13).

Архейские структуры

Архейские образования различного генезиса занимают более 50 % территории листа и слагают складчато-метаморфическую область глубинных нижнекоровых структур с высокой степенью структурной конформности своих разновозрастных и разнотипных элементов первого порядка. Архейские структуры характеризуют первую подвижную стадию мегарегионального масштаба, обладающую повышенной скоростью тектонических движений и большей амплитудой перемещения, нежели окружающие их более стабильные в тектоническом отношении районы. Наиболее важные показатели этой стадии – повсеместное проявление многоэтапных процессов складкообразования, метаморфизма (от эпидот-амфиболитовой до высокобарической гранулитовой фации) и гранитообразования. В связи с этим выделяются несколько деформационных циклов, фиксирующих два крупных тектонических этапа – раннеархейский (алданий) и позднеархейский.

Геофизические данные последних лет [137] по территории распространения раннедокембрийского фундамента указывают на наличие высокоинтенсивного (до 2000 нТл) сложно дифференцированного, преимущественно положительного аномального магнитного поля.

Главные направления магнитных аномалий субмеридиональные и меридиональные для Алданского щита и субширотные для Становой складчатой области. Эта ориентировка магнитных аномалий связана с ферромагнитными компонентами глубокометаморфизованных образований, которые сформировались в раннедокембрийское время в условиях гранулитовой и амфиболитовой высокобарических и высокотемпературных фаций.

Архейские структуры первого порядка образуют литоплинты, между которыми выделены площади первичных вулканических (зеленокаменных) поясов и впадин, выполненные позднеархейскими образованиями.

Образования литоплинтового Иенгского мегаблока метаморфизованы в гранулитовой фации умереннобарического уровня и подвергались деформации не менее двух-трех раз.

Складчатость пород полная, сложная, с многочисленными разномасштабными разломами, в том числе соскладчатыми. Породы, слагающие мегаблок, часто образуют крупные брахиформные антиклинории, в основном в его центральной части и сложные синклинории, насыщенные раннескладчатыми гранитоидами.

Межлитоплинтровая площадь представлена двумя зонами – Олёкминской и Становой, разделенными Становым разломом. В каждой зоне выделены по два структурных яруса. Нижний ярус сложен образованиями первичных вулканических поясов, метаморфизованных в гранулитовой фации. Образования верхнего яруса метаморфизованы в амфиболитовой фации, залегают на образованиях нижнего яруса, причем граница между ними подчеркивается массовым развитием докембрийских гранитоидов различного типа. Складки верхнего структурного яруса имеют причудливую форму при отсутствии купольных структур. В целом межлитоплинтровые площади Олёкминской и Становой зон имеют отчетливую линейную ориентировку, при образовании которой гранитоидные массивы оказались расплюснутыми. Региональная ориентировка плоскостных элементов рассматриваемого структурного ансамбля испытывает закономерные изменения, отраженные в субмеридиональном простирании Олёкминской зоны и в разнообразной ориентировке образований при переходе в Становую зону к югу от Станового разлома. В Становой зоне доминирует северо-западное простирание геологических образований, особенно в ее восточном сегменте. В западном сегменте простирание пород северо-восточное или близкое к субширотному. В зоне Станового разлома наблюдается крупная вергентность архейских складчатых систем, в ядре которых преобладают образования нижнего структурного яруса. В обеих зонах фиксируются псевдомоноклинали, в которых метаморфические образования часто расслоены бластотектонитами, имеющими состав близкий к гранитовому. Зоны разломов обычно выполнены бластокатаклазитами и милонитами.

В северной части листа по геофизическим данным фиксируется отрицательная гравимагнитная аномалия с высокоградиентными границами, свидетельствующая о присутствии здесь под платформенными осадочными отложениями плагиигранитов позднеархейского возраста, что подтверждается геологическими наблюдениями по элювиально-делювиальными обломкам. На основании вышеуказанного выделяется площадь развития образований верхнего структурного яруса фундамента.

Образования, слагающие Федоровскую впадину, образуют сложнодифференцированные мульды и крупные антиклинории. Северная граница впадины фиксируется в горизонтальном градиенте поля силы тяжести в широтном направлении. Наиболее типичный Таежнинский синклинорий образует систему приразломных синклиналей, в том числе грабенообразных, разделенных горстообразными валами, насыщенными гранитоидами. Осевые плоскости синклиналей, прямые и наклонные, свидетельствуют о преобладающем субмеридиональном направлении вектора сжатия. Протяженность складок – до 45 км, глубина – до 3 км, ширина – от 3 до 12 км. Метаморфизм фиксируется на начальных ступенях гранулитовой фации и на уровне амфиболитовой фации. Существенную роль в структуре впадины играют интрузии основного состава и гранитоиды раннепротерозойского возраста. На глубинном профи-

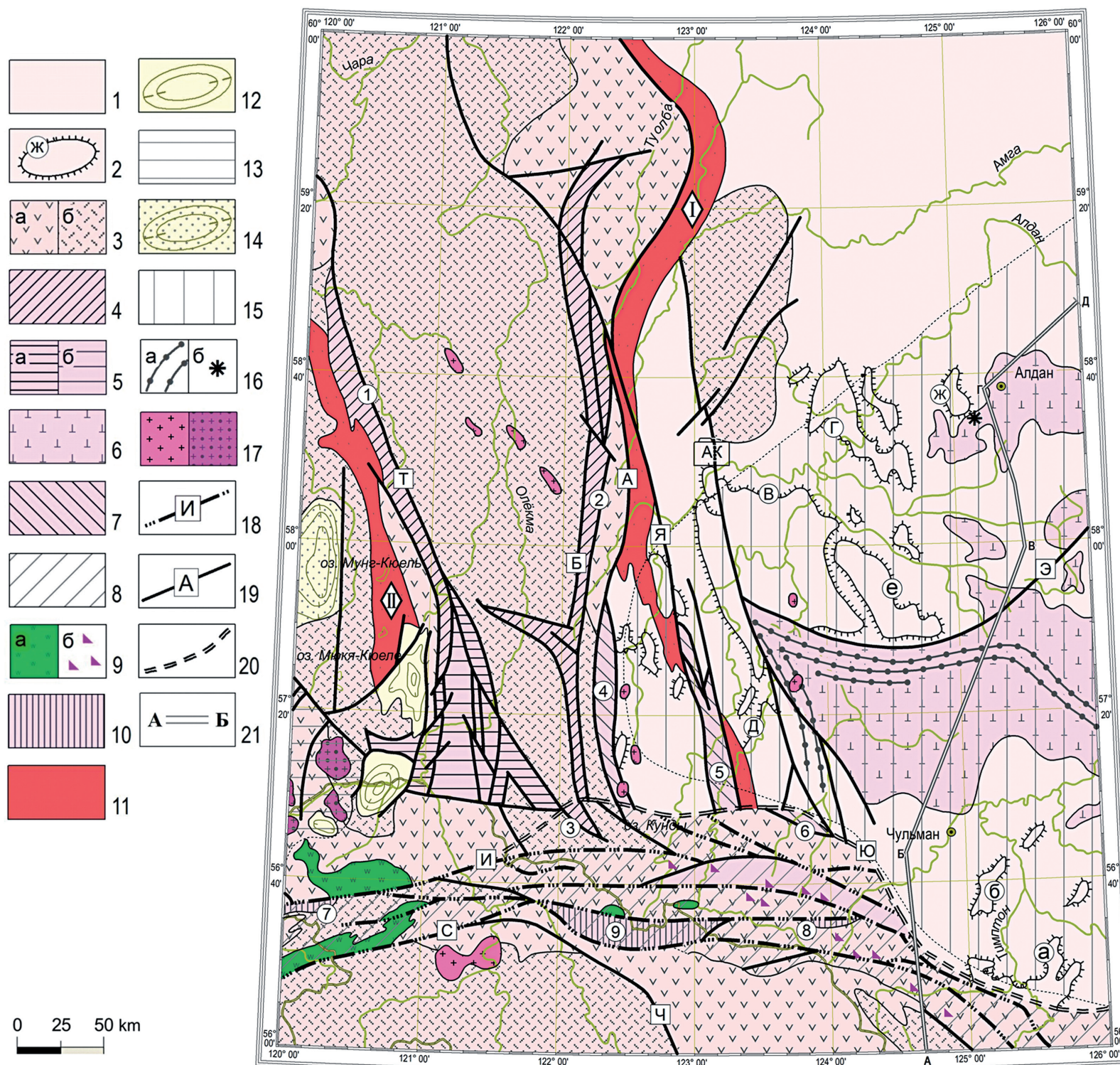
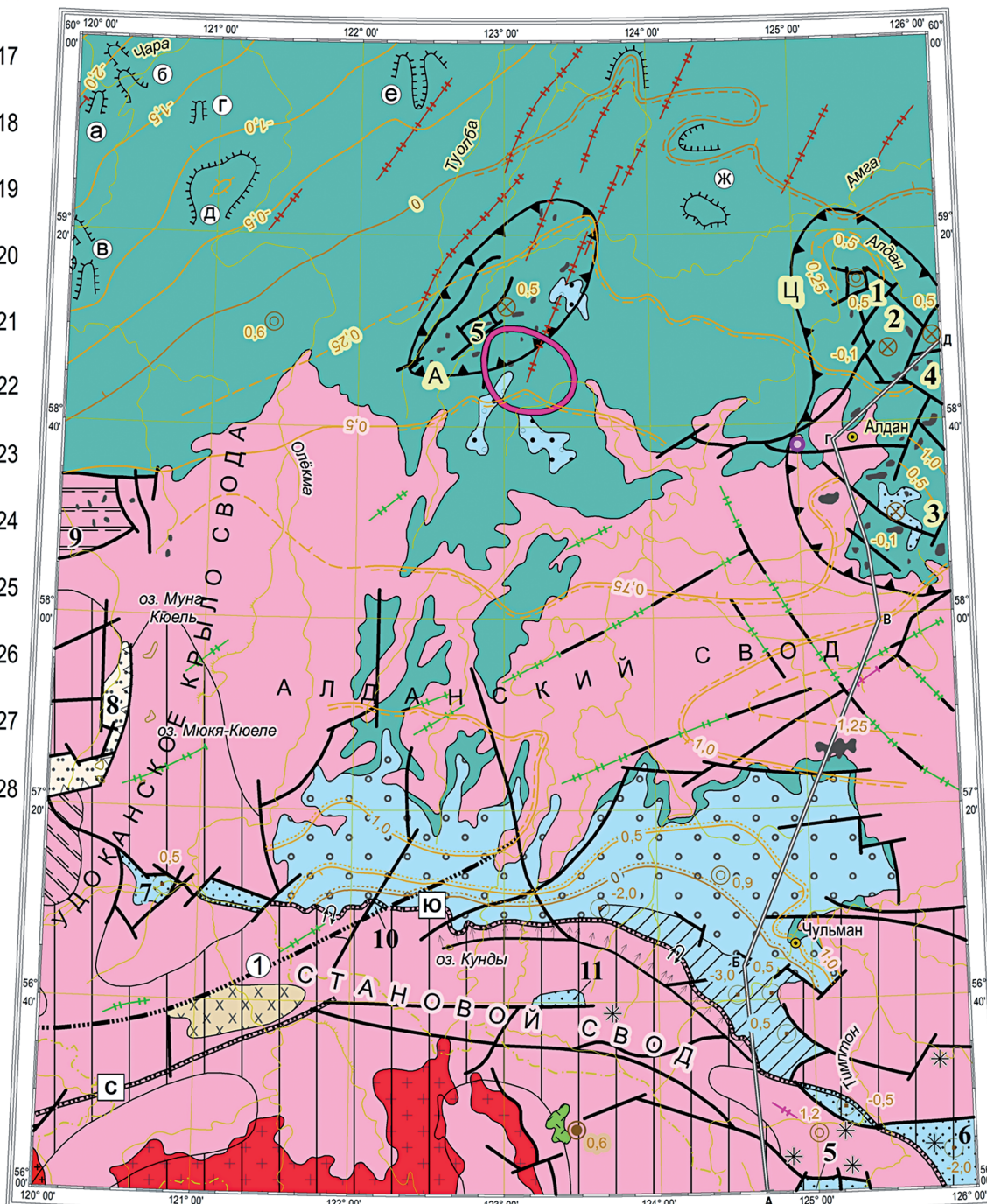
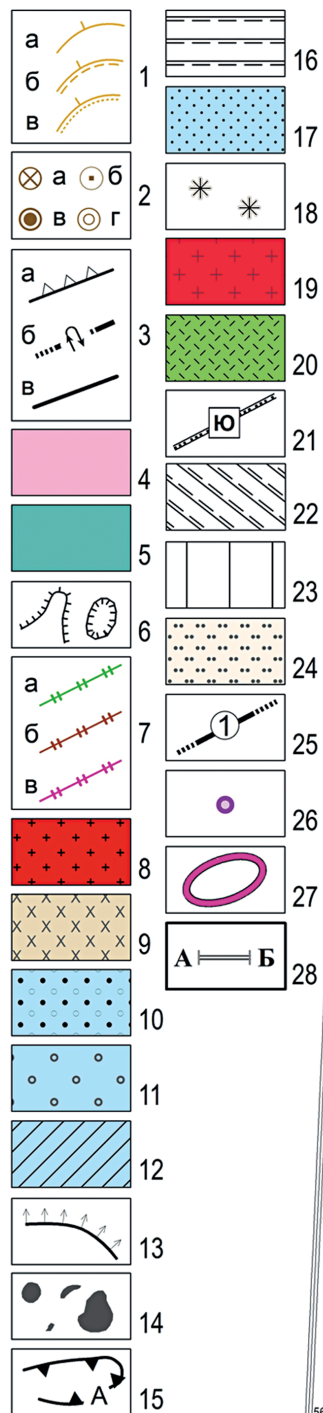


Рис. 12. Тектоническая схема раннекембрийских структур (AR-PR).

1-10 – Структурный комплекс изначального высоко-подвижного мегарегионального пояса (подкомплексы: 1-3 – нижний, 4-10 – верхний):

- 1 – литоплинтовый Иенгрский структурный ансамбль, в том числе его крупнейшие антиклинории (2):
- 2 – (а) – Моагит-Окурданский, (б) – Нихотский, (в) – Суонитский, (г) – Кольнский, (д) – Неритинский, (е) – Южнотимурский, (ж) – Селигдарский;
- 3 – межлитоплинтовые площади, сложенные глубококоматаморфизованными породами, составляющие Верхнечарско-Тонамский структурный ансамбль (а – нижний структурный этаж, первичные вулканические пояса, б – верхний структурный этаж).
- 4-5 – Чаро-Олёкминский структурный ансамбль:
- 4 – вторичные краевые железозносные вулканические пояса и их наименования (цифры в кружках): 1 – Тарын-Темулякитский, 2 – Борсалинский, 3 – Сивачский;
- 5 – вторичные литоплинтовые впадины (а – грабены, б – срединные поднятия);
- 6 – Федоровская архейская впадина, залегающая на раннеархейском литоплинте;
- 7 – Западно-Алданский шовный структурный ансамбль (цифры в кружках): грабены: 4 – Субганский, 5 – Амедицинский, 6 – Бурпалинский;
- 8 – Становой шовный структурный ансамбль и его важнейшие структуры (9, 10):
- 9 – магмаактивные зоны (а – мангерит-анортозитовые пояса, б – ультраосновные плутоны);
- 10 – вторичные вулканические пояса (цифры в кружках): 7 – Калакано-Имангрский, 8 – Чульманский, 9 – Талуминский;
- 11 – сквозные структурные элементы. Тектоно-гранитоидные пограничные пояса (римские цифры в ромбах): I – Верхнеамгинский, II – Чародоканский.
- 12-20 – структурный комплекс изначального этапа развития кратаона:
- 12-13 – протоавлакогеновый Олёкмо-Удоканский структурный ансамбль (12 – фрагменты бывшего бассейна в мелких грабенах, 13 – площадь распада архейских структур Кругоудоканской зоны);
- 14 – Токкинская протокатакратонная зона (Угусский грабен);
- 15 – площадь распада архейских структур Алдано-Тимптонского структурного ансамбля и его важнейшие элементы:
- 16а – Унгринский монцитит-габброидный пояс, 16б – Селигдарский плутон;
- 17 – гранитные плутоны в пределах площадей распада архейских структур (а – простые, б – межформационные);
- Главные разломы:
- 18 – раннепротерозойского заложения: И – Имангрский, С – Становой, Ю – Южно-Алданский надвиг;
- 19 – архейского заложения: А – Амгинский, АК – Алдано-Килиерский, Б – Борсалинский, Т – Тарын-Темулякитский, Э – Эвогинский, Я – Ярогу-Гонурьинский, Ч – Чильчинский;
- 20 – граница Становой складчатой области и Алданского щита;
- 21 – разрез по линии А-Б-В-Г-Д.



1–4 – Общие характеристики:

1 – изогипсы поверхности фундамента, главные через 0,5 км, дополнительные без бергштрихов – через 0,25 км (а – предрифейские, б – предвендские, в – предюрские),

2 – глубина залегания подошвы отложений в мелких структурах (а – хатакратонных вендских, б – активизационных и хатакратонных юрских, активизационных: в – нижнемеловых, г – кайнозойских),

3 – главные разломы: на поверхности сплошные линии, на глубине прерывистые (а – сбросы, б – взбросы, надвиги, поддвиги, в – неопределенной морфологии);

4 – фундамент Алдано-Станового щита;

5–7 – плитно-активизационный Жуинско-Туолбинский структурный ансамбль (RF-PZ₂):

5 – Среднеленская моноклиза;

6 – группы мелких локальных структур Среднеленской моноклизы (а – Кенелинская, б – Усть-Токкинская, в – Бокутская, г – Сянджойская, д – Уэлейская, е – Олосинская, ж – Ханырыстахская);

7 – дайки долеритов: а – рифейские (RF), б – девонские (D), дайки ультрамафитов: в – карбоновые (C);

8–9 – Конвергентный Витимо-Олёкминский структурный ансамбль (PZ₂):

8 – гранитоиды Куандинской фронтальной области;

9 – субщелочные и щелочные плутоны Джелу-Сакунской тыловой области.

10–20 – Плитно-конвергентный Южно-Якутский структурный ансамбль (J₁-K₁):

10 – раннеюрские отложения Вилюйского хатакратона.

11–25 – Конвергентная Бурятско-Якутская область:

Алданская тыловая подобласть (11–16).

11 – Алдано-Чульманская грабен-моноклираль;

12 – Беркакитская взбросово-складчатая зона;

13 – Унгринская зона шарьяжных перекрытий вдоль Южно-Алданского надвига;

14 – щелочные и субщелочные вулканы и плутоны.

15–16 – главнейшие структуры Джелиндинско-Томмотской зоны:

15 – магмато-глыбовые системы центрального типа (буквы на схеме):

Ц – Центральнo-Алданская, А – Амгинская. Локальные структуры этих систем (цифры на схеме): грабены 1 – Северный, 2 – Куранахский, 3 – Ыллымахский, 4 – Элькенский, 5 – Амгинский горст;

16 – Торско-Соктокутская система рамповых структур (цифры на схеме): 9 – Торгинский горст.

Олёкмо-Тимптонская (буферная) подобласть (17–18):

17 – мезозойские отложения в грабенах (цифры на схеме): грабены: 5 –

Верхнетимптонский (рифтовый), рамповые: 6 – Токориканский, 7 – Нижнеханнинский, 10 – Сыллахский, 11 – Верхнеалданский;

18 – габбро- и гранитовые плутоны.

Становая фронтальная подобласть (19–21):

19 – гранитоидные плутоны,

20 – Тогунасское вулканическое поле,

21 – главные разломы (Ю – Южноалданский, С – Становой).

22–25 – Рифтовый сейсмоактивный Байкальско-Становой структурный ансамбль кайнозоя, горстово-сводовые поднятия:

22 – высокогорные;

23 – среднегорные;

24 – грабен (цифры на схеме): 8 – Токко-Чаруодинский;

25 – главнейшие разломы: 1 – Имангрский разлом.

26–27 – локальные плитные структуры:

26 – дуниты Инаглинского плутона (MZ);

27 – Чомполинское кимберлитовое поле;

28 – Разрез по линии А–Б–В–Г–Д.

Рис. 13. Тектоническая схема платформенно-активизационных структур (RF-KZ) с элементами глубинного строения.

ле в пределах Федоровской впадины по геофизическим данным фиксируются крупные интрузивные тела, не выведенные на поверхность, преимущественно среднего состава, на глубине в интервале 10–22 км, приуроченные к верхней коре. Предположительно они имеют раннепротерозойский возраст и, вероятно, относятся к унгринскому и титскому комплексам.

Структуры вторичных вулканических поясов и впадин распространены к западу от Амгинского краевого шва. Они представляют собой симметричную систему раздвиговых структур субмеридионального простирания, восточная часть которой представлена Борсалинским краевым железоносным грабеном. Тарын-Темулякитский вулканический пояс располагается к западу от Борсалинского и в своей южной части может интерпретироваться как вторичная литоплинтовая впадина. Образование этих структур происходило в два этапа. Метаморфизм более раннего этапа произошел на уровне низкой ступени амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Строение структур складчато-моноклиналиное, границы с окружающими их гранитизированными образованиями нечеткие. Тарын-Темулякитский вулканический пояс, разветвляющийся в своей южной части на западную Темулякитскую и восточную Тарынскую ветви, на севере образует Тянский грабен с моноклиналиным падением пород на запад и с многочисленными телами диорит-тоналит-гранитовых интрузий. В строении западной ветви отмечается мелкоскладчатая система опрокинутых изоклиналиных складок с осевыми плоскостями, наклоненными к западу. Вертикальная амплитуда пограничных разломов западной Темулякитской ветви в ее южной части составляет 3–4 км, в образованиях, слагающих нижнюю часть разреза, отмечаются ретроградные метаморфические изменения. Восточная Тарынская ветвь сложена образованиями, имеющими в основном восточное направление плоскостных элементов. Между западной и восточной ветвями Тарын-Темулякитского вулканического пояса располагается срединное поднятие раннеархейского основания, где наряду с трещинными гранитоидными интрузиями у бортов сохранились тела раннескладчатых гранитоидов куполовидной формы. Сквозными структурными элементами межлитоплинтовых площадей являются крупные тектоно-гранитоидные пограничные пояса с общим для всех позднеархейских структур субмеридиональным простиранием. Ярким примером таких структур является Чародоканская интрузия. В северной части Становой зоны сохранились фрагменты вторичных вулканических поясов субширотного простирания. В этой же зоне находятся позднеархейские структуры завершающего этапа, выполненные мелкими телами габброидов северо-западного простирания.

Образования Западно-Алданского шовного структурного ансамбля имеют субмеридиональное простирание структур и распространены у границ разнотипных раннеархейских областей, где крупные фрагменты литоплинтов и межлитоплинтовые площади совмещены с вулканическими поясами позднего архея, относящимися к вторичному (Борсалинскому) и шовному (Субганский, Амедицинский и др.) типам. Границами этих образований на западе являются породы Тарын-Темулякитского вулканического пояса, на востоке Алдано-Килиерская зона разломов, на юге они ограничены зоной разломов Южно-Алданского надвига. Алдано-Килиерская зона разломов с мелкими

клиньями позднеархейских образований, зажатых бластокатаклазитами, наклоненными на северо-восток, имеет ширину в южной части около 10 км, а к северу в районе устья р. Килиер резко сужается. На севере, в долине р. Чуга в этот структурный ансамбль входят позднеархейские граниты с макроксенолитом верхнеархейских пород. В Алдано-Килиерской зоне разломов значительных вертикальных перемещений не зафиксировано.

Ярогу-Гонурьинская зона разломов, располагающаяся к западу (около 25 км) от Алдано-Килиерской, имеет ширину на юге до 30 км, расщепляясь к северу на ряд более мелких зон. В южной части Ярогу-Гонурьинской зоны разломов верхнеархейские образования слагают Амедичинский грабен. Они смяты в систему изоклинальных складок и псевдомоноклиналей с общим падением главных плоскостных элементов на восток. На контактах зоны разломов с вмещающими породами отмечается интенсивное расщепление раннеархейских образований Иенгрского структурного ансамбля и повсеместно наблюдаются граниты завершающей фазы (Бырылахский массив), образующие Верхнеамгинскую тектоно-гранитоидную зону субмеридионального простираения. Она на всем протяжении содержит тектонизированные мелкие фрагменты пород литоплинтового структурного ансамбля, гранитоиды которого у границ Амгинского разлома испытали тектоно-пластические деформации, обусловленные направленным на восток вектором сжатия. В южной части Амгинского разлома к нему причленяется Субганский грабен, сложенный верхнеархейскими образованиями, круто наклоненными на восток. Западная граница грабена фиксируется зоной высокотемпературных бластокатаклазитов, в восточной его части распространены разнообразные тела кислых пород и метасоматитов.

В целом для образований позднеархейских грабенов степень метаморфизма возрастает к востоку при общем пониженном уровне глубинности в сравнении с тем, который характерен для позднеархейских образований Чаро-Олёкминского структурного ансамбля. Границей Западно-Алданского структурного ансамбля на западе является вторичный вулканический краевой Борсалинский пояс, сложенный железозносными образованиями.

Шовный Становой структурный ансамбль резко дискордантен по отношению к региональному простираению всех архейских тектонических элементов Алданского щита. На севере этот парагенезис граничит с Алданским щитом по Южно-Алданскому надвигу, на юге его границей является Становой разлом. Этот структурный ансамбль проявлен на Давачанской и Зверевской площадях. Граница между ними проходит по долине р. Олёкма. Давачанская площадь сложена образованиями магмоактивной зоны, представленной мангерит-анортозитами, а также частью вторичных вулканических поясов и крупными литопластинами, реликтовые простираения в которых сохранили фрагменты узловой зоны Становой вергентности. Вновь образованные плоскостные структуры дискордантны по падению к направлению ранних мантийных разломов, магмоподводящих для анортозитов, и обладают общей односторонней вергентностью, выраженной в их падении к югу. Разломы начальной фазы тектогенеза испытали повторное омоложение, в результате которого образовались зоны бластокатаклазитов, подчеркивающие сдвиговый характер структур в восточном направлении. Литопластины Зверевской

площади испытали многократное складкообразование, высокотемпературный диафорез, палингенез и метасоматоз. Границами между литопластинами и редкими узкими клиньями вторичных вулканических поясов являются разломы, наклоненные к югу. В пределах Зверевской площади установлены цепочки мелких протрузий, предположительно позднеархейских ультраосновных пород, а также олигоклазитов и мангеритов, испытавших будинаж с образованием бескорневых тел. В целом в образовании Станового шовного структурного ансамбля большое значение имели послонные, возможно, шарьяжного типа деформации, что хорошо просматривается на профиле глубинного строения, построенного по геолого-геофизическим данным, полученным при создании профиля ДВ-3 [137].

Протерозойские (карельские) структуры

На территории листа выделены структурные элементы трех тектонических этапов – протоавлакогеновый, протохатакратонный и образования площадей распада архейских структур.

Протоавлакогеновый Олёкмо-Удоканский структурный ансамбль в пределах листа представлен восточной частью Кругоудоканской зоны разрушения архейских структур, которая окаймляет Кодаро-Удоканский грабен-синклинорий, расположенный на листе О-50. Северо-Восточной границей Кругоудоканской зоны является Атбастахский разлом, восточной – Тарын-Темулякитская система разломов, фиксируемая развитием зеленосланцевых диафторитов. Помимо Кругоудоканской зоны в Олёкмо-Удоканский структурный ансамбль включены мелкие грабен-синклинали, располагающиеся к востоку от этой зоны, и Тарагайская мульда (глубина до 1 км), осадочные отложения которой обнажаются на правом водоразделе р. Хани. Кругоудоканская зона разбита системой второстепенных разломов и сложена архейскими образованиями, измененными в карельскую эпоху. Крупные плутоны заключительного (кодарского) тектонического этапа в восточной части Кругоудоканской зоны представлены межформационными гранитами, в том числе рапаквивиподобными, и лейкогранитами. Грабен-синклинали (Нижнеханнинская и Олдонсинская), входящие в состав Олёкмо-Удоканского структурного ансамбля, несут следы начального и среднего тектонических этапов, содержат инициальные базиты и сохранили в отдельных своих бортах ступенчатый характер обрамляющих сбросов, которые с восточной стороны имеют сдвиговую составляющую. Амплитуда погружения грабен-синклиналей – до 2,5 км, внутренне строение центриклинальное.

Токкинская протохатакратонная зона Олёкмо-Удоканского протоавлакогенового структурного ансамбля охватывает территорию на границе листов О-50 и О-51 (Угусский грабен), сложенную карельскими осадочными нематаморфизованными отложениями, залегающими в пологих мульдах почти горизонтально, ограниченных с запада – Холболохским, с востока – Олонноконским разломами меридионального простираения. Погружение дна грабена – до отметки 1000 м, амплитуда перемещения бортов – до 1,5 км. Отложения восточной части грабена вздернуты вверх относительно окружающих структур.

Площадь разрушения архейских структур Алдано-Тимптонского структурного ансамбля простирается от Ярогу-Гонурьинской системы разломов на восток за пределы листа. Реликты карельских структур установлены только у Селигдарского плутона, на большей части выделенной площади фиксируется несколько зон этого парагенезиса. Унгринская магмаоактивная зона контролирует субширотные мелкие и крупные выходы сквозькоровых раннекарельских образований, представленных габбро, габбродиоритами, монцонитами, гранитами, относящимися к начальному тектоническому этапу. Габброиды и монцониты образуют плутоны, сконцентрированные по оси внедрения, граниты распространены ареально, что фиксируется гравитационными минимумами. В пределах площади разрушения архейских структур Алдано-Тимптонского структурного ансамбля широко распространены разнообразные метасоматиты – от основного до кислого состава, а также ареальные участки зеленосланцевых регрессивных изменений. Так, Селигдарская магмато-метасоматическая зона представлена раннепротерозойским Селигдарским плутоном центрального типа, вокруг которого в радиусе до 30 км распространены метасоматически измененные архейские породы.

Площадь распада архейских структур Станового структурного ансамбля зон смятия в плане образует широкую дугу на юге листа, резко дискордантную ко всем тектоническим структурам карелид Алданского щита. Некоторые исследователи считают ее буферной зоной между Евразийской и Амурской литосферными плитами. Здесь широко развиты разнопорядковые разломы широтного простирания, важнейшие из которых – Имангрский и Становой – имеют падение в южном направлении. К ним приурочены мощные зоны зеленосланцевых диафторитов и бластотектонитов, протягивающиеся в широтном и субширотном направлениях на сотни километров. Ими определяется структурный план Станового ансамбля.

Бластотектониты часто образуют контрастные, иногда микроскладчатые зоны среди образований, метаморфизованных в гранулитовой фации или среди высокотемпературных ретроградно измененных пород. В других, чаще наблюдаемых случаях тонкосланцеватые гнейсоиды представляют собой предельную ступень зеленосланцевого ареального диафтореза в удалении от разломов, в поле развития архейд. Образования такого типа распространены в западной части Станового структурного ансамбля, восточнее позднеархейского Каларского массива анортозитов и метагабброидов и представлены соссюртититами, развитыми по анортозитам.

Помимо этих образований здесь отмечаются выходы мелких тел инициальных базитов и гранитоидов карелия.

Платформенные структуры

Отложения, формирующие платформенный чехол Сибирского кратона, широко распространены на севере Алданского щита, где они перекрывают пенепленизированный раннедокембрийский фундамент. Они представлены осадочными породами, относящимися к крупным возрастным интервалам – рифейскому, венд-кембрийскому, мезозойскому и кайнозойскому. В палео-

зойский и мезозойский периоды платформенные комплексы испытали деформации, связанные с тектоническими и активизационными событиями.

Рифейский структурный комплекс слагает крупную депрессию (Березовский прогиб) на западе территории листа и представлен четырьмя возрастными циклитами. К востоку от Березовского прогиба, на территории листа в составе плитно-активизационного Жуинско-Туолбинского структурного ансамбля выделяется его восточный фрагмент – Среднененская моноклиза, наследующая первоначальный характер залегания платформенных структурных комплексов, заключающийся в постепенном поднятии поверхности фундамента от глубин –2 км до +0,5 км у его выхода на поверхность. Средний угол погружения составляет чуть больше 1°. Платформенный верхнерифейский комплекс Среднененской моноклизы сложен двумя осадочными карбонатными циклитами – дикимдинским и торгинским, залегающими согласно друг с другом на образованиях фундамента. В пределах выхода на поверхность раннедокембрийского фундамента (Алданский свод и Удоканское крыло свода) широко развиты рои среднерифейских даек долеритов, обычно северо-восточного простирания, приуроченных к разнопорядковым разломам, образующим Чаро-Олёкминскую ортогональную систему.

Венд-кембрийский структурный комплекс перекрывает все более древние образования. Он слагает обширную депрессию, зона которой располагалась непосредственно к востоку от структурного порога рифейской депрессии (Березовский прогиб). Предположительно отложения венд-кембрийской хакратонной депрессии, слагающие сейчас только Среднененскую моноклизу, ранее распространялись почти на всю территорию Алданского свода и имели общий уклон к области максимального прогибания с юга на север. На общем фоне венд-кембрийского структурного комплекса необходимо отметить группы мелких локальных структур, представляющих собой переменн амплитудные (от 50 до 240 м) складки в пределах Среднененской моноклизы.

Активизация в палеозойский период происходила трижды. В пределах Среднененской моноклизы активизация определяется послекембрийскими деформациями платформенных структурных комплексов, наличием протяженных разломов северо-восточного простирания и приуроченных к ним протяженных девонских даек и силлов долеритов. В пределах Среднененской моноклизы по геофизическим данным в аномальном магнитном поле фиксируются характерные узколинейные локальные аномалии шириной до 1 км и протяженностью от первых км до десятков км, которые свидетельствуют о многочисленности даек, характеризующих палеозойскую активизацию в этом регионе. В восточной части листа в пределах Алданского свода в раннедокембрийском фундаменте отмечаются многочисленные разломы северо-восточного простирания, к которым приурочены мелкие тела ультраосновных образований, вытянутых в том же направлении и считающихся архейскими [22]. В этом районе на глубине 20 км по геофизическим данным 2010 г. [137] (рис. 14) установлено тело ультраосновных пород, возможно, промежуточная камера карельского или лопийского возраста, которая в дальнейшем могла являться источником тектоно-магматической активизации в палеозойскую(?) эратему. На глубинном профиле в этом месте на глубине более 50 км

фиксируется разрыв границы Мохо и обилие следов глубинных дислокаций, по которым происходило движение коро-мантийных масс.

Конвергентный Витимо-Олёкминский структурный ансамбль проявлен в юго-западной части листа на ограниченной площади. Его структурные элементы представлены пермскими щелочными плутонами (Тасский массив) и гранитоидами амананского комплекса. В целом этот структурный ансамбль определяется зональностью активизационного магматизма, которая моделируется как конвергенция континентальных плит, одной из которых является Сибирский кратон.

Среднемезозойские структуры представлены плитно-конвергентным Южно-Якутским структурным ансамблем, различные образования которого распространены в определенной субширотной последовательности с юга на север от Станового свода до Среднеленской моноклизы.

В пределах конвергентной Бурятско-Якутской области выделяются плитно-конвергентный Южно-Якутский структурный ансамбль, а также Алданская тыловая подобласть, Олёкмо-Тимптонская буферная подобласть и Становая фронтальная подобласть.

Становая фронтальная подобласть на севере ограничена Становым долгоживущим дугообразным разломом, ее южная часть распространяется за пределы листа. В пределах подобласти установлена совокупность разновеликих трещинных батолитоподобных плутонов, сложенных различными мезозойскими гранитоидами, прорывающими раннедокембрийские образования фундамента. На небольшом водораздельном участке в восточной части Становой подобласти на высоте 1500 м сохранились реликты Тогунасского вулканического поля, горизонтально залегающего на мезозойских гранитах. На границе Становой подобласти и Олёкмо-Тимптонской буферной подобласти в верхнем течении р. Тимптон выделен рифтовый Верхнетимптонский грабен, сложенный юрскими и нижнемеловыми отложениями.

Олёкмо-Тимптонская буферная подобласть выделена в пределах Станового свода и включает в себя многочисленные субширотно ориентированные приразломные грабены, часто тяготеющие к древним разломам. Большинство их являются рамповыми (простыми и шарнирными). Наиболее крупные из них – Сыллахский, Верхнеалданский, Окурданский и Токориканский. Грабены сложены маломощными толщами мезозойских отложений, их вертикальная амплитуда колеблется от 1 до 2 км, только Токориканский грабен, являясь остаточным, имеет амплитуду более 3 км. Он характеризуется неравномерными внутренними деформациями и сохранностью не только юрского разреза, но и раннемеловых вулкано-плутонических построек. Помимо мезозойских отложений Олёкмо-Тимптонская буферная подобласть характеризуется присутствием даек и штоков, сложенных субщелочными габброидами, гранодиоритами и сиенит-порфирами.

Алданская тыловая подобласть в пределах площади листа является частью плитно-конвергентного Южно-Якутского структурного ансамбля и представлена западным фрагментом сохранившегося от кайнозойского разрушения асимметричного Алданского свода. В центральной части свода фундамент поднят до 1,5 км, а на его южном, более крутом крыле, выделяется Алдано-Чульманская грабен-моноклираль, южная граница которой проходит по Юж-

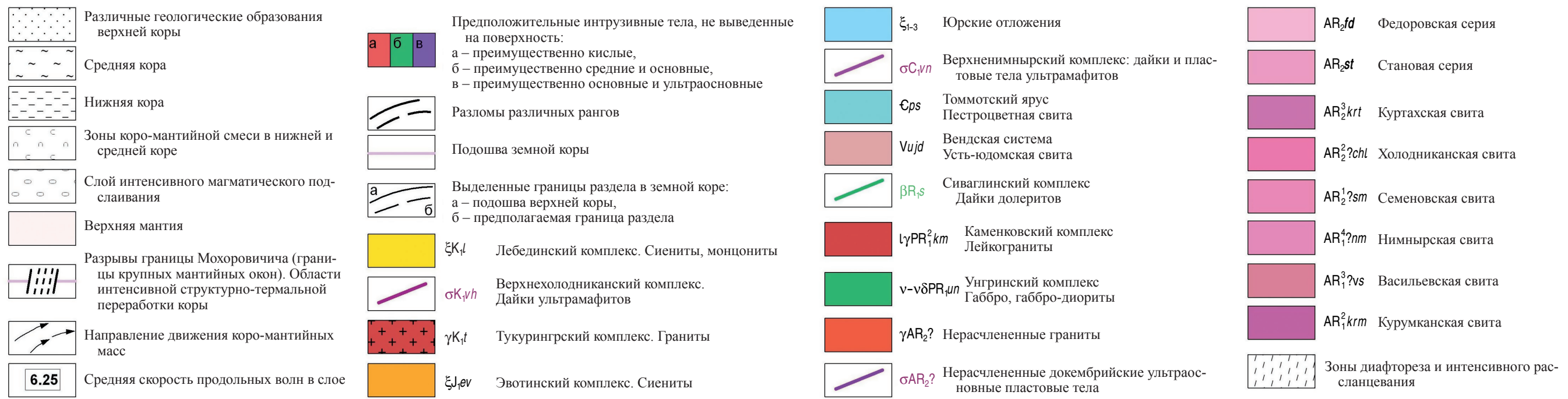
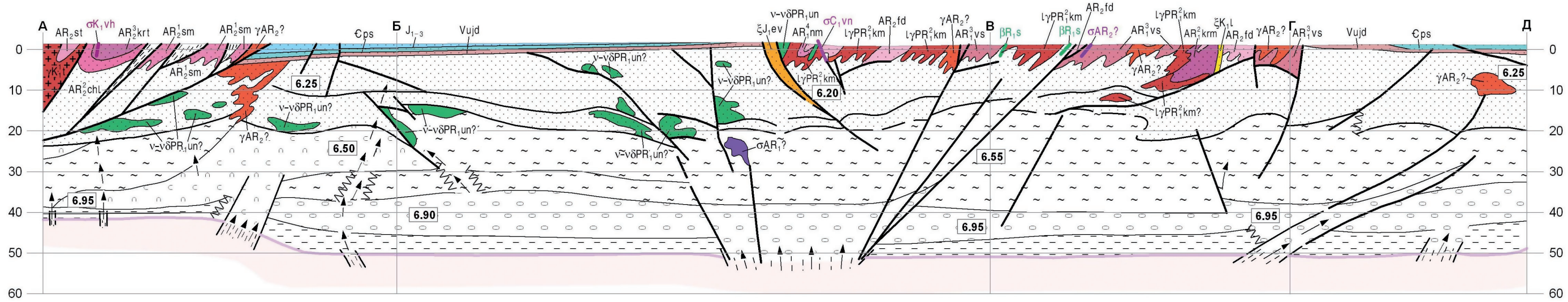


Рис. 14. Схематический геолого-геофизический разрез по линии А–Б–В–Г–Д. Масштаб 1 : 1 000 000.

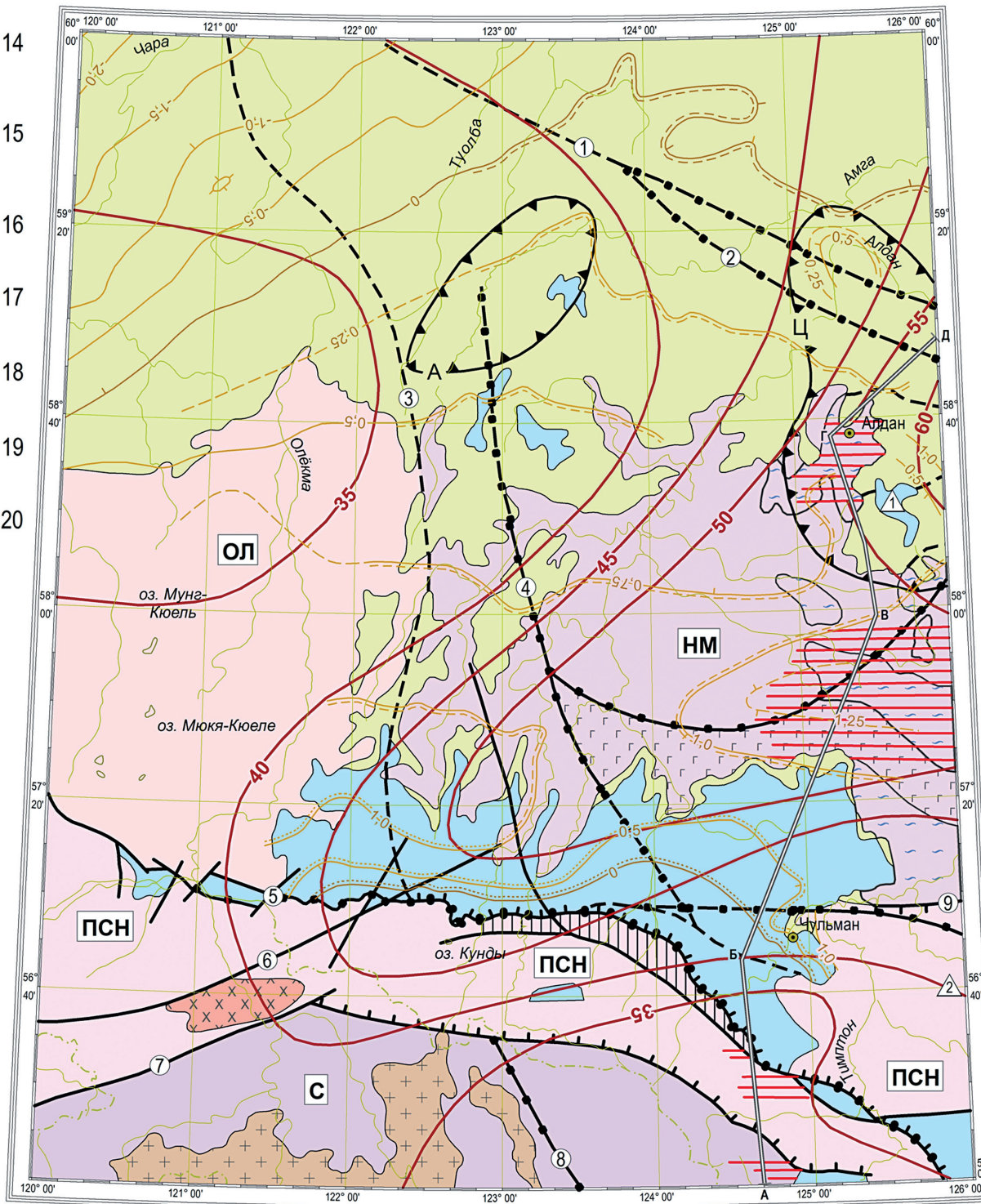
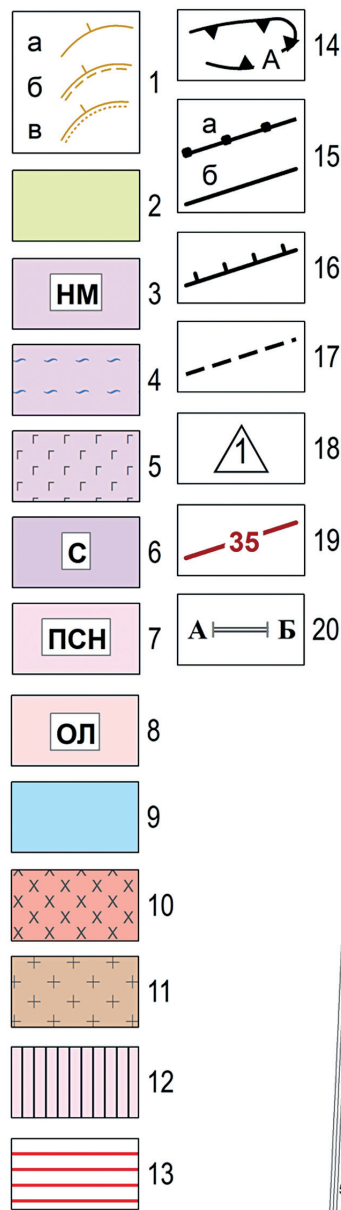


Рис. 15. Схема глубинного строения.

1 — изогипсы поверхности фундамента, главные через 0,5 км, дополнительные без бергштрихов — через 0,25 км (а — предрифейские, б — предвендские, в — преюрские);
 2 — средненеленская моноклиза;
3–5 — Нимырский блок (НМ):
 3 — раннеархейский блок;
 4 — позднеархейская грабен-синклинозная структура (Федоровский прогиб);
 5 — раннепротерозойская грабен-синклинозная структура (Унгринский грабен);
 6 — становая гранит-зеленокаменная область (С);
 7 — пристановая складчато-надвиговая зона (ПСН);
 8 — олэкминская гранит-зеленокаменная область (ОЛ);
 9 — мезозойские отложения в грабенах;
 10 — субщелочные и щелочные плутоны Джелу-Сакунской тыловой области;
 11 — гранитоидные плутоны мезозойского возраста (корни до глубины 16 км);
 12 — зеленокаменные пояса с поверхностью смещения блоков земной коры (Алдано-Чульманская грабен-моноклиналь);
 13 — мантийные окна (разрыв границы Мохо);
 14 — магмато-глыбовые системы центрального типа (буквы на схеме): Ц — Центрально-Алданская, А — Амгинская;
 15 — крупные глубинные разломы (цифры в кружочках): а — мантийные, б — коровые: 1 — Русский, 2 — Эльконский, 3 — Амгинский, 4 — Алдано-Килиерский, 5 — Южно-Алданский, 6 — Имангрский, 7 — Становой, 8 — Гиллойский, 9 — Гонамский;
 16 — участки разломных систем с надвиговой составляющей;
 17 — разломы, перекрытые осадочными отложениями чехла;
 18 — области максимального погружения образований (цифры в треугольниках): 1 — Федоровский прогиб (до 12 км), 2 — архейские(?) гранитоиды (до 16 км);
 19 — стратоезогипсы границы Мохо в км;
 20 — разрез по линии А–Б–В–Г–Д

но-Алданскому надвигу, величина перекрытия вдоль которого достигает 10 км. С запада грабен-моноклинали ограничена сдвигами и сбросами (вертикальная амплитуда до 1,5 км). Здесь располагается Нижнеханнинский горстово-надвиговый узел, в районе которого Южно-Алданский надвиг разбит поперечными сдвигами, а южное крыло Алданского свода выдвинуто к югу. Это привело к расколу юрской впадины на ряд мелких грабенов (амплитуда около 1 км), обладающими структурами вращения. С востока Алдано-Чульманская грабен-моноклинали ограничена крупноамплитудными горстовыми поднятиями (вертикальная амплитуда до 1,5 км) и малоамплитудными (до 0,5 км) севернее р. Горбылях. Горстовые поднятия разбиты субширотными разломами на более мелкие горсты и щелевидные грабены. Фундамент северного крыла Алдано-Чульманской грабен-моноклинали полого погружается на юг, а с подходом к Беркакитской сбрососкладчатой зоне ступенчато погружается до глубины 3,5 км, а затем у линии надвига ступенчато поднимается. Здесь наблюдаются мелкие брахиформные сундучные и гребневидные складки, усложненные сбросами, надвигами и взбросами, вертикальная амплитуда которых приближается к 1 км. Формирование грабен-моноклинали сопровождалось ареальной микротрещиноватостью, метасоматозом нижней части осадочного разреза и пятнисто-асимметричной метаморфической зональностью угленосных пластов. Между корневой частью Южно-Алданского надвига и его поверхностной границей выделяется Унгринская зона шарьяжных перекрытий шириной 3–8 км.

К северу от Алдано-Чульманской грабен-моноклинали в зоне распространения отложений Среднененской моноклизы раннеюрский структурный комплекс Южно-Якутского структурного ансамбля сохранился на поверхностях водоразделов. Он представлен горизонтально залегающими останцами неравномерно литифицированных отложений мощностью до 300 м, условия его залегания и тип отложений позволяет отнести их к Вилуйскому хатакратону.

В этой же области, помимо юрского структурного комплекса, Вилуйского хатакратона главными структурными элементами являются ареалы штоково-дайковых и мелких вулканоплутонических тел субщелочного и щелочного составов, обычно приуроченных к зонам разрывных нарушений. Ареалы магматизма распространены в Желиндино-Томмотской зоне, где они приурочены в основном к магмато-глыбовым системам центрального типа. Здесь разнообразны округлые магматические тела мезозойского возраста сопровождаются обильными мелкоглыбовыми структурами (горсты и грабены, обычно рифтовые), которые имеют амплитуды до нескольких сот метров. С наиболее крупными из таких магматоцентров связаны участки разуплотнения земной коры, а внутрикоровые структуры характеризуются деформацией древних структурных элементов, связанной с мезозойскими промежуточными магматическими камерами. В этот период активизации оживились многие из древнейших разломов. Возникли крупные грабены, создавшие основу современного рельефа. Яркими примерами этого являются Токко-Чаруодинский и Нижнеханнинский грабены, расположенные у западной границы листа. Образования, выполняющие первый, находятся на абс. отм. 1,5–2 км, второго – на абс. отм. 0,3–0,4 км.

В пределах Центрально-Алданской магмато-глыбовой системы помимо Куранахского и Ыллымахского рифтовых грабенов, выделен Эльконский горст, который ограничен зонами разломов, воздымающих его на юг.

Торгинский горст, расположенный у западной кромки листа, входит в Торско-Соктокутскую систему рамповых структур, протягивающуюся на запад за пределы территории. Вертикальная амплитуда горста – не менее 1,5 км.

К границе осадочных образований чехла и фундамента в пределах Центрально-Алданской магмато-глыбовой системы приурочен мезозойский Инаглинский дунитовый плутон центрального типа, который, по геофизическим данным, характеризуется высокоамплитудной аномалией поля силы тяжести. В аномальном магнитном поле интрузия выражена низкоамплитудной отрицательной аномалией.

В целом, учитывая вышесказанное, можно сделать вывод, что пространственная разноамплитудность тектонических движений и основные характеристики Южно-Якутского ансамбля формировались при тангенциальном короблении верхней части литосферы.

Образование кайнозойских структур началось примерно с олигоцена и продолжается в настоящее время, что иллюстрируется довольно многочисленными, в том числе несколькими крупными землетрясениями на территории Байкальской рифтовой зоны, примыкающей к Алдано-Становому щиту. В пределах территории листа выделяется рифтовый сейсмоактивный Байкальско-Становой структурный ансамбль кайнозоя, охватывающий всю юго-западную часть территории. Его северо-восточная граница определяется низким (<0,9 км) уровнем залегания палеогеновых отложений.

Глубинное строение

В 2010–2011 гг. на территории Сибирской платформы проводились геофизические работы, позволившие уточнить ее глубинное строение. Одним из их результатов явилось создание геолого-геофизического профиля 3-ДВ (Сковородино–Хандыга), составленного ФГУП «СНИИГГиМС» [137], южная часть которого проходит вдоль восточной границы листа, где выделяются Алданская гранулит-гнейсовая область, Пристановая складчато-надвиговая область, Становая гранит-зеленокаменная область и Олёкминская гранит-зеленокаменная область (рис. 15)

В составе Алданской гранулит-гнейсовой области выделяется Нимнырский блок, сложенный главным образом раннеархейскими и позднеархейскими глубокометаморфизованными образованиями. В разрезе земной коры здесь выделены верхняя кора мощностью до 20 км со скоростями продольных волн 6,2–6,3 км/с, средняя кора мощностью от 15 до 20 км со скоростями продольных волн 6,4–6,6 км/с и нижняя кора мощностью до 10 км со скоростями 6,7–6,72 км/с. Наибольшая мощность консолидированной коры в Нимнырском блоке имеет место в его восточной части, где составляет 55–60 км. В южной и западной частях это обычно 48–50 км [101].

В целом для Нимнырского блока характерны горизонтально расслоенные участки земной коры, содержащей в своей верхней части сквозькоровые зоны

гранитообразования, максимальное количество которых, вероятнее всего, приходится на карельский период. К этому же времени формирования можно отнести и довольно широко проявленные процессы образования пород основного и среднего составов, приуроченных к нижней части верхней коры и выходящие на земную поверхность в бассейнах рек Унгра и Тит. Они являются составной частью Федоровской впадины, выполненной архейскими метаморфизованными образованиями федоровской и верхнеалданской серий. Максимальная глубина залегания федоровских образований верхней коры в пределах Нимнырского блока составляет 12 км. К среднекоровым образованиям Нимнырского блока можно отнести небольшие тела ультраосновного состава, тяготеющие к областям мантийных окон. Их возраст достаточно условный, предположительно лопийский, возможно, карельский (Тимашков и др., 2013) и, вероятно, эти тела являются промежуточными камерами для последующих проявлений ультрамафитов на земную поверхность, например в палеозое или в мелу.

Мантийные окна (разрывы границы Мохо) в районе Федоровской впадины имеют значительную ширину (до 50 км), севернее ее они значительно меньше (до 10–15 км). С ними связаны мощные зоны образования коро-мантийной смеси, мощность которой достигает 10–15 км, иногда доходит до 20 км. В районе Федоровской впадины Нимнырского блока выделяются крутопадающие разломы, окаймляющие эти окна. В целом структура впадины в разрезе имеет чашеобразную форму, в нижнекоровых слоях которой выделяются области интенсивной структурно-термальной переработки коры при активном коро-мантийном взаимодействии, наложившем свой отпечаток и на образования средней и верхней коры, что подтверждается многочисленными «омоложенными» возрастными изотопными данными, а также многочисленными месторождениями и проявлениями полезных ископаемых метасоматического генезиса (железо, апатит, флогопит, возможно, золото, уран).

Северная часть Нимнырского блока перекрывается чехлом осадочных отложений венда-кембрия и имеет тенденцию к опусканию на глубину до 58 км. В геоэлектрическом разрезе это отчетливо выражено зоной пониженных сопротивлений с ядрами аномально низких сопротивлений в районе г. Алдан на глубине ~15 и ~ 25 км соответственно. В сейсмическом разрезе четко выделены магмато-тектонические округлые структуры со средоточием в них разнообразных магматических тел (Центрально-Алданская и Верхнеамгинская структуры). Эти структуры предположительно связаны с участками разуплотнения земной коры и сильно деформированы, возможно, мезозойскими промежуточными камерами магматических пород. Мантийные Эльконский и Русский разломы, перекрытые чехлом осадочных отложений, имеют падение в северных румбах и являются одним из тектонических элементов структуры чашеобразной формы, связанной с мантийным окном и уходящей за пределы листа О-51. С этими глубинными разломами связаны тела ультрамафитов, основных образований и очаги базитовых магм юга Сибирской платформы.

В Пристановой складчато-надвиговой области и Становой гранит-зеленокаменной области установлена мощность земной коры от 40 до 45 км. В них также по скоростным характеристикам выделяется мощная верхняя

кора со скоростями продольных волн 6,1–6,3 км/с и нижняя кора со скоростями 6,6–7,2 км/с. В консолидированной коре выделяются области со слабо и интенсивно расслоенной корой. Интенсивно расслоенные горизонтальные участки земной коры характерны для Становой области, где ее суммарная мощность составляет 42–43 км. Подошва земной коры определена по данным МОВ ОГТ. Максимальная мощность нижней коры составляет 10 км, средней – 10 км, верхней – до 32 км.

Для нижней коры характерны зоны интенсивного расслоения и коро-мантийной смеси, захватывающие и среднюю часть коры. На земную поверхность в пределах Становой области выведены гранитоиды лопийского, карельского и позднемезозойского возраста, находящиеся в надвиговых структурах. В верхней коре на глубине более 10 км устанавливаются внутри-коровые очаги предположительно кислого состава, возможно, карельского или лопийского возраста. Помимо гранитоидов надвиговый характер При-становой области подчеркивается мощными зонами расщепления и диа-фтореза архейских глубокометаморфизованных образований, подвергшихся, вероятно, структурно-термальной переработке в местах образования мало-мощных (менее 2 км) мантийных окон в зоне Станового и Южно-Алданского разломов. В Северной части Пристановой области четко фиксируется тектонический элемент, проявленный в верхней части земной коры. Он выражен на поверхности зоной шарьяжных перекрытий саамских и лопийских метаморфизованных образований, надвинутых на юрские отложения на ширину до 8 км. В Пристановой области в зоне Южно-Алданского надвига выделена сквозная вертикальная тектоническая зона по сейсмическому разрезу МОВ ОГТ, где в мантии имеется окно; и в верхней коре, и на поверхности установлена гранитная интрузия, предположительно, позднеархейского возраста (возможно, мезозойского), залечивающая эту тектоническую зону. Вся глубинная часть разреза здесь, включая верхнюю и среднюю коры, дезинтегрирована мощным потоком мантийных магм до подошвы осадочных отложений. Эта картина на разрезе подчеркивается мощным горизонтом (>10 км) коро-мантийной смеси в нижней и средней коре со скоростной характеристикой продольных волн, составляющей 6,5 км/с.

В западной части листа выделяется Олёкминская гранит-зеленокаменная область. С востока она ограничена Амгинским глубинным разломом меридионального простиранья, на юге – Южно-Алданским надвигом, на западе переходит в Торгинский блок, являющийся частью Олёкминской области на смежном листе. Северное ограничение Олёкминской области располагается под отложениями чехла и граничит со Среднененским блоком юга Сибирской платформы. Генеральное простиранье на земной поверхности образований Олёкминской гранит-зеленокаменной области субмеридиональное, глубина залегания ~40 км. Верхняя кора имеет мощность до 20 км, средняя – 10 км, нижняя – более 10 км. Земная кора в западной части Олёкминской гранит-зеленокаменной области имеет тенденцию к ее уменьшению до 35 км, где, судя по материалам листа О-50, верхняя часть земной коры представлена «гранитным» слоем максимальной мощностью до 20 км, средняя и нижняя части предположительно базит-гипербазитовым и базальными слоями мощностью не менее 20 км.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В геологической истории развития территории выделяются неравнозначные по длительности интервалы времени, каждому из которых был свойственен определенный тектонический режим, а именно: пермобильный для архейского акрона, протократонный для карельского зона, платформенный для рифейского зона и палеозойской эры и тектоно-магматической активизации для трех интервалов времени – среднепалеозойского, среднемезозойского и кайнозойского. В этой последовательности отражается важнейшая особенность геологического развития территории – направленная и неповторимая эволюция ее земной коры [22].

Архейский акрон – это время становления земной коры, начало ее геологической истории, которая уверенно расшифровывается для позднеархейского (лопийского) зона. На протяжении всего акрона земная кора была неоднородной; обозначенные геологические неоднородности реально существуют, однако их природа, корреляция и взаимодействие остаются труднораспознаваемыми. Весьма предположительно можно говорить о последовательности формирования наблюдаемых породных ассоциаций и существовавших при этом термодинамических условиях, приведших к их метаморфическим преобразованиям.

Раннеархейский зон. В обстановке слабоконтрастного рельефа формируются обширные, иногда линейные вулканические поля и бассейны, относящиеся к двум типовым категориям структур, в развитии которых выделяются условно две стадии. Общими закономерностями заполнения областей прогибания этого времени был существенно лавовый характер вулканизма, активное силлообразование и господство хемогенных глинисто-мелкообломочных осадков.

На наиболее стабильных территориях – литоплинтах – происходит накопление пелитов, алевропсаммитов, кремнистых пород с одновременным излиянием толеит-ферротолеитовых лав, сопровождаемых лейкобазальтами, андезитами и дацитами. В силлах и мелких телах проявлены продукты мафит-ультрамафитовых магм. Среди осадков встречаются слои черных сланцев, карбонатных пород и марганценосных отложений.

В подвижных областях образуются первичные вулканические пояса, здесь происходит излияние бимодальных лав (коматиит-лейкобазальт-толеитовых с дацитами), сопровождаемых мелкими телами мафит-ультрамафитов при постоянном присутствии алевропелитов и граувакк, а иногда кремнисто-железистых пород и черных сланцев.

Вторая стадия повсеместно, особенно в областях первичных вулканических поясов, характеризуется накоплением андезитов и дацитов, после чего происходит общая инверсия. В ходе нее ниже мигматитового фронта начинается массовое гранитообразование, отражающее особенности состава вмещающих пород и уровень достигнутого метаморфизма: в гранулитовой фации – эндербитов и чарнокитов, а в амфиболитовой фации – тоналитов и плагиогранитов. Возможное присутствие иных разновидностей гранитоидов пока не доказано. Наблюдаемые на современном эрозионном срезе саамские образования метаморфизованы в условиях гранулитовой или амфиболитовой фаций регионального метаморфизма: на литоплинтах – умеренного давления, в области первичных вулканических поясов – повышенного давления (в том числе на крайнем востоке листа – сверхвысокого давления, что, возможно, обусловлено негидростатическими причинами). Время выхода этих образований на поверхность различно.

Позднеархейский зон. В это время образуется унаследованная система главных тектонических структур – вторичные вулканические пояса на периферии жестких материковых структур и впадины на литоплинтах. Они составляют определенный латеральный ряд (ансамбль) структур, однако на современном уровне изученности нельзя доказать, являются ли они частями единого бассейна или были изначально автономными образованиями. В отдельных вариантах не исключается их тектоническая сближенность. Вместе с тем, по характеру магматизма не вызывает сомнений, что некоторые из вторичных вулканических поясов трассируют коро-мантийные шовные зоны стационарного состояния. Сюда относятся коматиит-толеит-дацитовые пояса осевой зоны ансамбля, а также цепочки ультрамафитовых интрузий – возможных представителей глубинного среза тех же поясов. Периферические вулканические пояса являются толеит-дацитовыми кремнисто-железистыми.

Между периферическими поясами встречаются вторичные литоплинты. Для них характерно двухъярусное строение с угнетенным вулканизмом толеит-дацитового ряда, а также наличие в разрезе нижнего яруса дифференцированных осадков (карбонатно-черносланцевых), а в верхнем ярусе – молассоидов. В шовной зоне литоплинтов появляются вулканические пояса с толеитами повышенной калиевоности и слоями кремнистых и мергелистых осадков. В центральной части материковых структур предполагаются коры выветривания. Формируется Фёдоровская впадина, выполненная трахибазальтами с угнетенной фацией дацитов и карбонатно-силикатными породами, иногда сульфат-борсодержащими. Здесь же присутствуют малые интрузии перидотит-пироксенит-габбрового состава. Эта последовательность, характерная для северной части территории, нарушается в результате последующих деформаций в южных районах, где многочисленные изолированные фрагменты былых вулканических поясов плохо коррелируются между собой, хотя могут быть отнесены ко всем вышеназванным разновидностям. Исключением является один из них – Бурпалинский – с толеит-дацитовым вулканизмом и кремнисто-карбонатно-псаммитовым типом разреза, прорванного дифференцированными мафит-ультрамафитовыми медно-никеленосными интрузиями.

Образование позднеархейских структур прерывалось дважды мощными вспышками гранитообразования и диастрофизма. Первая из них (на рубеже

около 2,7 млрд лет) привела к образованию палингенно-магматических гранитоидов ареального распространения. По-видимому, с этой вспышкой связана метаморфизация пород вулканических поясов на уровнях не ниже эпидот-амфиболитовой фации низкого давления. Появление структур с метаморфизмом повышенного давления, по-видимому, связано с наличием более жесткой коры в зоне вторичного литоплинта. Не исключено, что в это время раннеархейские породы вместе с позднеархейскими были охвачены единым ареалом гранулит-амфиболитового метаморфизма. Формируются ассоциации кварцитов, мраморов и разнообразных сланцев, гнейсов с устойчивыми парагенезисами биотита, амфибола, диопсида с силлиманитом, гранатом, кианитом. К этой же стадии, очевидно, относится заложение крупной тектонической структуры (Становой), где в нижней коре произошло образование резервуара габбро-анортозитовой магмы. После ее спокойной дифференциации формируется Олёкмо-Каларский анортозитовый массив, подвергшийся наиболее глубинному метаморфизму, от которого по оперяющим трещинам внедряются мелкие тела субщелочных габброидов, знаменующих собой начало второй вспышки диастрофизма и гранитообразования. Гранитоиды этого этапа существенно калиевые, умеренноглубинные, среди них различаются как синтетектонические (в основном приразломные), так и атектонические разновидности.

Раннепротерозойский (карельский) зон – это время проявления специфического тектонического режима, резко отличного от предыдущего. Его общим результатом стала полная консолидация земной коры на значительных площадях, что способствовало появлению нового типа геологических структур. В определении этого режима квалификационным является такой важный элемент онтогении геологических структур карелия, как первое появление среди них структур, тождественных плитным (хатакратонных, авлакогеновых), чем и определяется его наименование – протократонный (ранее эоплатформенный).

После денудации архейского рельефа формируется осадочный бассейн, представленный на территории как своей окраиной (периферийная часть древней платформы на северо-западе), так и крупным заливом в центре территории (древний авлакоген). Протократонные поднятия, эпизодически заливаемые морем, разделяли прибрежные районы бассейна и занимали большую площадь на востоке. Бассейн развивался нестационарно. Только в медианной зоне залива вдоль оси Удокан–Хани–Олдонгсо происходило почти перманентное осадконакопление, в то время как во всех дистальных зонах залива, а также в прибрежной части (на периферии кратона) оно было прерывистым, и суммарная мощность осадков оказалась здесь менее значительной (почти в 10 раз). Наиболее крупное протократонное поднятие находилось восточнее р. Амедици, а также, по-видимому, за Становым хребтом.

Величина суммарного прогибания возрастала, с одной стороны, к медианной зоне осадконакопления, а с другой – вдоль нее с востока на запад и контролировалась ступенчатыми подвижками бортов, что и позволяет считать эту зону протоавлакогеновой. Седиментация была прерывистой и привела к формированию трех циклотем: трансгрессивной песчаниково-черносланцевой, эмерсивной карбонатно-песчаниковой и регрессивной песчаниковой.

Эндогенные и тектонические события были приурочены не менее чем к двум фазам удоканского диастрофизма. С первой из них после накопления эмерсивной циклотемы связано внедрение вдоль бортов мелких тел пикритов, субщелочных долеритов и габбро, на протократонных поднятиях – образование шовных цепочек интрузий габбро-монцитит-гранитового ряда. Повсеместно в зонах тектонических поднятий, относящихся к инфраструктуре осушаемого бассейна, т. е. по обрамлению медианной зоны, в обстановке мощного флюидопотока и рассеянного трещинообразования происходило формирование приразломных метасоматитов и мелких тел щелочных пород. Реакцией на все эти события, разыгравшиеся по периферии бассейна, стало компенсационное прогибание остаточных частей бассейна с накоплением там отложений третьей регрессивной циклотемы (молассоидной). Вторая, заключительная фаза диастрофизма с активностью, не свойственной настоящим авлакогенам, произошла в две стадии. Сначала, после осушения бассейна, он оказался расчлененным системой поперечных поднятий вдоль трансформных разломов на изолированные грабенообразные структуры, в которых осадки оказались деформированными и зонально метаморфизованными. Главная зона деформации со значительными амплитудами движений, совместивших на одном уровне разноглубинные метаморфические комплексы, совпадала с южным бортом протоавлакогена, однако не на всем протяжении, так как уходила от него далеко на восток вдоль Становой зоны смятия, что позволяет предполагать былое присутствие здесь второго крупного авлакогена, в настоящее время полностью денудированного. Наиболее стабильной оказалась область Токкинской впадины.

Вторая, заключительная стадия этой фазы диастрофизма проявилась в наиболее погруженной части медианной зоны протоавлакогена внедрением интрузий габбро-рапакивигранитового ряда, а во всех остальных частях бывшего бассейна седиментации – интрузиями гранитового ряда. За пределами этих магматоактивных зон, главным образом на востоке, на протократонных поднятиях происходили формирование зон разноглубинного метасоматизма, редких гранитных интрузий и разнообразная гидротермально-метасоматическая проработка субстрата от основного до кислого составов.

Рифейский зон. Глубокая площадная денудация всей территории после заключительной стадии удоканского диастрофизма обозначена во многих местах корами выветривания, находящимися к западу от территории листа. Рифейский халистатический бассейн своими главными особенностями строения наследует общий план размещения раннепротерозойского бассейна. Здесь сохранились осадки проксимальной и дистальной частей рифейского бассейна, область максимального прогибания которого находилась на соседней территории – именно там, где существовал раннепротерозойский бассейн. В тектоническом смысле проксимальная часть рифейского бассейна к западу от р. Чара являлась перикратонной, а дистальная часть между реками Чара и Туолба – хатакратонной. Многопорядково-ритмичный разрез рифея на смежной к западу территории состоит из пяти циклотем, здесь же последняя из них отсутствует. Первая циклотема – денудационно-трансгрессивная – является аллит-кварцевопесчаниковой; вторая, трансгрессивная – карбонатно-песчаниково-сланцевой; третья, трансгрессивно-эмерсивная – песчаниково-

карбонатно-черносланцевой; четвертая, эмерсивная – мергельно-карбонатной. Событиями, разделяющими осадки этих циклотем, явились кратковременное осушение бассейна и внедрение малых интрузий в конце их накопления: послетепторгинских гранит-порфиоров и дважды – долеритов в последельнетайгинское и послезуинское времена. Бассейн развивался центростремительно, в результате чего на его восточной окраине в условиях хатакратонного режима происходила преимущественно седиментация карбонатных пород, синхронных третьей и четвертой циклотемам внутренней части бассейна. Соотношение суммарных мощностей рифейского разреза в хатакратонных и перикратонных частях составляет 1 : 8.

Вендский–кембрийский периоды. С этим временем связано накопление осадков эпиконтинентального шельфового моря, происходившее в хатакратонных условиях почти на всей территории, кроме ее дальних южных окраин. Здесь трансгрессивно, со стратиграфическим несогласием и размывом на рифейских отложениях и несогласно на раннекембрийском фундаменте, залегают вендские отложения, последовательно и постепенно сменяемые раннекембрийскими. Редуцированное развитие имеют средне-позднекембрийские отложения. Формирование осадков этого бассейна характеризуется слабым длительным компенсированным прогибанием. Венд-раннекембрийская циклотема является мергельно-карбонатной. Таким образом, с начала рифея до позднего кембрия на территории повсеместно существовал режим стабильной платформы.

Среднепалеозойское время – это пора первой тектоно-магматической активизации территории в той ее части, которая в позднем протерозое и раннем палеозое была областью максимального прогибания. На первом этапе в результате интенсивного субширотного сжатия крупные блоки земной коры сдвинулись к востоку, что сопровождалось широкоамплитудными разломами, в том числе сдвигами и надвигами северо-восточного простирания. К ним приурочены девонские дайки и силлы долеритов длиной более 30 км. На завершающем этапе происходит внедрение разнообразных плутонов, главным образом в юго-западной части территории, где ими формируются клиноконвергентные структуры. К ним относятся разнохарактерные плутоны, отражающие разнотипность зонального магматизма. По периферической тыловой зоне внедряются плутоны щелочных и субщелочных пород, а юго-западнее них внедряются интрузии умереннокислого состава.

События **мезозойской эратемы** начинались в ранней юре, когда пенепленизированные структуры палеозоя были перекрыты в северо-западной части территории морем, прибрежно-морские осадки которого сливались восточнее с отложениями аллювиальной равнины, составлявшей в это время обширный Вилюйский хатакратон. У его южной окраины в Становой зоне появляются в это время первые предвестники активизации – происходит внедрение умереннокислых магм и формирование межгорных впадин.

В начале средней юры первичный бассейн седиментации сокращается, возникает система разнотипной тектоно-магматической зональности субширотного простирания. Она контролировалась мощной термической аномалией с центром в области Станового свода при взаимодействии Амурской и Становой плит. На севере территории продолжал сохраняться платформен-

ный режим, непосредственно к области которого примыкала тыловая зона активизации, развивавшаяся на северном склоне Алданского свода, который отделял Чаро-Чульманскую озерно-аллювиальную равнину от Вилуйского бассейна.

В поздней юре эта тенденция многократно усиливается. В тыловой зоне активизации происходит внедрение коро-мантийных магм щелочного и субщелочного составов, а в крупных очагах магмообразования земная кора разуплотняется. Южнее, в Чаро-Чульманской зоне в межгорных впадинах, унаследованных и наложенных, происходит интенсивное осадконакопление, сопровождающееся образованием углей, а по периферии – внедрение мантийно-коровых магм щелочноземельного состава. Повышенный тепловой поток вместе с ареальным трещинообразованием вызывает метаморфизацию углей и метасоматизм базальных горизонтов юры. Еще далее к югу в Становой зоне последовательно в два этапа внедряются плутоны умереннокислых пород, происходят внедрение многочисленных роев даек и отдельные излияния субщелочных вулканитов. Отмечается до трех импульсов тектонических движений, которые хорошо распознаются только при наличии осадочно-вулканогенных образований. Наиболее значительные тектонические подвижки в виде ориентированного на север Южно-Алданского взброса-надвига происходят в промежуточной зоне между тыловой и фронтальной зонами клиноконвергентной системы структур [22].

На востоке листа в меловом периоде образуются магматические тела (дайки и диатремы) тобукского, нижнекурахского, алданского комплексов. В этот же этап образуется основной объем регионально распространенных метасоматитов – гумбеитов, а также пирит-адуляр-кварцевых метасоматитов Курахского рудного поля, с которыми связаны крупные месторождения урана и золота [26].

Кайнозойская эратема – это время формирования кор выветривания и накопления аллювиальных и озерных отложений на фоне общего нового сводового поднятия южной части территории, отражающего события байкальского рифтогенеза, резко дискордантного ко всем предшествующим структурам. Формирование кор выветривания происходило вне зон сводообразования на флангах рифтовой системы. В центральной части Байкальского свода возникает система центральных глубоких грабенов с озерно-аллювиальными и ледниковыми отложениями, высота поднятых бортов достигает за пределами листа 3000 м. В пределах грабенов развиваются метасоматические образования калишпатового и карбонатно-калишпатового состава. Условно по долине р. Олёкма проходит граница Байкальского и Станового сводов. Становой свод находится, по-видимому, в начальной стадии развития. Наметившиеся сейчас эмбриональные грабены могут изменить свое положение, о чем свидетельствуют эпицентры катастрофических землетрясений в западной части Чульманской впадины [22].

Активные неотектонические подвижки на кайнозойском этапе развития привели к формированию россыпных месторождений золота в регионе.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

РАЙОНИРОВАНИЕ

Рассматриваемая территория находится в пределах двух крупных геоморфоструктур Сибири: Сибирской платформы и Центрально-Азиатского горно-складчатого пояса (ЦАСП). В первой из них основными морфоструктурами являются Приленское плато, Олёкмо-Чарское и Алданское нагорья; во второй – Становая система горных хребтов.

Приленское плато представляет собой эрозионно-денудационную равнину с высотами от 600 до 700 м, имеющую слабый уклон поверхности к северу. Платформенный чехол равнины состоит из осадочных пород рифея, венда и кембрия. Наблюдаются проявления карбонатного карста. Общая равнинность рельефа нарушена локальными глыбовыми поднятиями, из которых наиболее высоким является Амгинский хребет (1313 м).

Олёкмо-Чарское нагорье характеризуется сложным неоднородным рельефом. Восточная часть его, примыкающая к долине р. Олёкма, представляет собой эрозионно-денудационное плато, образованное преимущественно на породах архея и протерозоя, с высотами от 1100 до 600 м, понижающееся в северном направлении. Западная часть нагорья, расположенная в переходной зоне к структурам Патомского нагорья, характеризуется среднегорным рельефом (1100–1200 м) с унаследованной в целом от складчатых структур фундамента субмеридиональной ориентировкой горных гряд. С юга это среднегорье ограничено Токко-Чоруодинским грабеном, выполненным аллювиальными, ледниковыми и озерными отложениями. Восточнее грабена расположен Чоруодаканский горный массив альпинотипного рельефа высотой до 1661 м.

Алданское нагорье с преобладающими высотами порядка 900–1200 м занимает наиболее значительную часть рассматриваемой территории. Южной его границей является Становой хребет. Рельеф в целом достаточно разнообразный, несмотря на преобладание поверхностей выравнивания и эрозионно-денудационных плато на кристаллических породах фундамента. Контрастность рельефу придают обусловленные глыбовыми движениями фундамента горные гряды, кряжи, массивы, характеризующиеся гольцовыми формами рельефа. Наиболее высоким из них является хр. Западные Янги с вершиной 1603 м (гора Эвота).

Горы, занимающие юго-западную часть рассматриваемой территории, входящие в состав ЦАСП, выделены в Становую систему горных хребтов. Они относятся к возрожденным горам шовных зон складчатых областей мезозойского возраста, а по типу тектонических движений – к сводово-глыбовым, реже – глыбовым. От западной рамки листа до долины р. Олёкма, постепенно снижаясь, выклиниваются хребты Станового нагорья и Витимского плоскогорья северо-восточного простирания. Находящаяся на площади листа часть хр. Удокан с высотами до 2102 м расположена между Токко-Чоруудинским грабеном (на севере) и долиной р. Хани с Ханинской впадиной, выполненной преимущественно гляциофлювиальными отложениями, на юге.

Южнее хр. Удокан располагается сложный в морфоструктурном отношении Каларский хр. Витимского плоскогорья, представленный в северной части (до р. Имангра) среднегорным массивом с абс. выс. до 1542 м, а южнее (до р. Дырын-Юрях) – Северо-Дырындинским хребтом с максимальной высотой до 2004 м и Южно-Дырындинским хребтом высотой до 1698 м. Эти хребты выклиниваются перед долиной р. Олёкма, «утыкаясь» в субмеридионально ориентированный кряж Чельбаус (1481 м). На правобережье Олёкмы располагается Становой хребет северо-западного простирания, местами приближающегося к субширотному, с высотами до 1635 м. Наиболее приподнятым является хр. Зверева (до 2007 м).

В целом основная рельефообразующая роль в пределах рассматриваемой территории принадлежит неотектоническим движениям, интенсивность которых определяется энергией экзогенных деструктивных процессов, определяющих распространение и тип морфоструктур. Формирование морфоскульптур зависит также от ландшафтно-климатических условий. Поскольку территория листа расположена в зоне многолетней сплошной, прерывистой и островной мерзлоты, чрезвычайно широкое распространение получили процессы морозного выветривания, солифлюкции, десерпции (курумообразование), гольцовой нивации. Разветвленная речная сеть в условиях общего поднятия территории способствует широкому развитию денудационно-эрозионной морфоскульптуры, расчленению возвышенных равнин, активизации карстовых процессов.

На территории листа выделены три генетические группы рельефа: денудационно-тектоногенный, денудационный и аккумулятивный.

Денудационно-тектоногенная группа

Этот рельеф представляет собой склоны горных сводово-глыбовых поднятий на кристаллических породах фундамента, моделированных гравитационными и экзарационными процессами.

Фактически все склоны (кроме экзарационных) созданы речной эрозией, степень их крутизны обусловлена интенсивностью тектонических поднятий. Выделено пять разновидностей склонов, представляющих морфологически различные типы горного рельефа.

Склоны крутые и средней крутизны альпинотипного рельефа (Q_{II-III}) (I). Этот рельеф, приуроченный к наиболее приподнятым участкам горных хреб-

тов, возник в результате существенной переработки склонов в среднем–позднем неоплейстоцене экзарационными процессами. Характерными элементами его являются ледниковые цирки, кары, трог и связанные с ними формы ледниковой аккумуляции.

Склоны крутые, моделированные обвальными-осыпными, солифлюкционными и экзарационными процессами (2), занимают большую часть южного горного пояса, охватывающую хребты Станового нагорья и прилегающую к ним часть Станового хребта. Созданный ими среднегорный рельеф характеризуется значительной глубиной и крутизной эрозионных врезов, преимущественно суженными гребневидными водоразделами, осложненными формами гольцовой нивации.

Склоны средней крутизны и пологие, моделированные гравитационными и солифлюкционными процессами (3) развиты в относительно опущенных тектонических блоках, к которым приурочены хорошо разработанные долины рек Дырын-Юрях, Олёкма, Нюкжа. Глубина эрозионного вреза – от 300–400 до 500 м. Характерно присутствие следов древней гидрографической сети, как на водоразделах, так и в самих долинах.

Склоны крутые и средней крутизны, моделированные гравитационными процессами, солифлюксией, экзарацией и локальной ледниковой аккумуляцией (4) распространены в юго-восточной части Станового хребта и хр. Зверева. Основная особенность распространенного здесь горного рельефа – его морфологическое разнообразие, обусловленное главным образом проявлениями блоковой тектоники на фоне продолжающегося общего поднятия территории.

В пределах наиболее высоких тектонических блоков преобладают крутые склоны речных долин с глубиной вреза до 500–600 м. Характерны узкие гребневидные водоразделы, местами с формами гольцовой денудации, экзарации и локальной ледниковой аккумуляции. Долины узкие, V-образные и каньонообразные с невыработанным продольным профилем, грубообломочными осыпями на склонах. В менее приподнятых блоках водоразделы куполовидные, долины V-образные с глубиной вреза до 300–400 м. На склонах, наряду с осыпями, присутствуют курумы и солифлюкционные шлейфы. В морфологии рельефа более отчетливо проявлена связь с составом рельефообразующих пород коренного субстрата.

Склоны средней крутизны и крутые горных хребтов, массивов, активизированных блоковых платформенных структур (5). Этот среднегорный рельеф, представленный изолированными горными поднятиями, распространен преимущественно на Алданском нагорье (хр. Западные Янги, Томмотская гряда) и реке – Приленском плато (хр. Амгинский). В геологическом строении его участвуют в основном породы фундамента, насыщенные интрузивными образованиями и частично осадочные породы платформенного чехла.

Возраст горного рельефа (кроме альпийского – Q_{II-III}, созданного переработкой склонов экзарационно-нивальными процессами), оценивается обобщенно как неоген-четвертичный (N–Q), поскольку его формирование охватывает всю эпоху новейшей тектонической активизации.

Денудационная группа рельефа

К ней относятся поверхности выравнивания, склоны купольных морфоструктур, эрозионно-денудационный рельеф и эрозионный рельеф склонов речных долин.

Склоны купольных морфоструктур (6). Эти формы рельефа, представляющие собой отпрепарированные денудацией интрузии лакколитов и батолитов преимущественно мезозойского возраста, выражены в рельефе в виде отдельных гольцов, гольцовых групп, в основном приуроченных к горным массивам активизированных блоковых платформенных структур (5). Возраст их, как и остального горного рельефа, оценивается как неоген-четвертичный.

Поверхности выравнивания, созданные процессами комплексной денудации (7), приуроченные к водоразделам, сохранились преимущественно только в пределах Алданского нагорья, где их абсолютные отметки изменяются от 600–700 до 1200 м. По-видимому, их разное гипсометрическое положение обусловлено скорее всего неравномерностью позднейших тектонических поднятий. Ввиду наличия многолетней мерзлоты, поверхность их нередко заболочена из-за затрудненности речного стока. Палеогеновый возраст этого рельефа обоснован только присутствием на нем плохо сохранившихся кор выветривания каолинитового состава.

Эрозионный рельеф склонов речных долин: 8 – крутые, 9 – средней крутизны, 10 – пологие. Этот рельеф имеет широкое распространение в связи с наличием в регионе разветвленной и преимущественно многоводной речной сети. Морфологические параметры долин, особенно глубина эрозионных врезов, в значительной степени определяются интенсивностью проявления тектонических поднятий. Важными факторами являются также состав коренных пород, слагающих склоны речных долин, и гидравлические характеристики речной сети. Возраст эрозионного рельефа оценивается как плиоцен-четвертичный.

Эрозионно-денудационный рельеф пологих и средней крутизны склонов, развитый на кристаллических породах архея и протерозоя (11), осадочных карбонатных и терригенных породах кембрия, венда и рифея (12) и на терригенных породах юры (13) морфологически представляет собой эрозионно-денудационные плато, которое имеет наиболее широкое распространение на рассматриваемой территории как в пределах Приленского плато, так и на Алданском нагорье. Абсолютные высоты его постепенно снижаются с юга на север от 1000 до 700–600 м. Плато, приуроченное к водоразделам крупных рек – Олёкмы, Амги, Алдана, расчленено разветвленной сетью речных долин – притоков этих крупных рек. Глубина эрозионного вреза последних постепенно снижается с удалением от основных базисов эрозии, и широкие плоскодонные долины, местами заболоченные, постепенно сливаются с пологими склонами водоразделов. К таким участкам нередко приурочены фрагменты древней, преимущественно неогеновой, реже палеогеновой речной сети.

Рельеф плато осложнен мерзлотными формами (бугры пучения, гидролакколиты, термокарстовые провалы), а на карбонатных породах – карстовыми воронками. Возраст этого рельефа – неогеновый.

Аккумулятивный рельеф

Распространен преимущественно в речных долинах и во впадинах. На геоморфологической схеме, ввиду ее масштаба (1 : 2 500 000), он отображен значительно менее детально, чем на карте четвертичных образований.

На территории листа наиболее широко распространены речные долины с V-образной и ящикообразной формами поперечного профиля. В областях, подвергавшихся воздействию ледниковой экзарации, долины имеют форму трогов. Террасовый комплекс региона стратиграфически изучен недостаточно, отсутствуют опорные разрезы с данными палеомагнитных и хронометрических исследований. Заключение о возрасте террас основано главным образом на немногочисленных находках фаунистических остатков, данных палинологического анализа и корреляции с близкими по относительной высоте, но лучше стратиграфически изученными, террасами долин Лены и Алдана.

Аллювиальные террасы (14, 15, 16) объединены на геоморфологической схеме в три комплекса: Q_{III-N} (14), Q_{I-II} (15) и Q_{E-I} (16). Первый из них (низко-высотный – 14) включает пойму (Q_N), первую (3–15 м), вторую (12–30 м) и третью (20–60 м), надпойменные террасы позднеплейстоценового возраста, имеющие наиболее широкое распространение в речных долинах и преимущественно аккумулятивное, реже цокольное строение. Второй комплекс средне-высотный (15) (Q_{I-II}), объединяющий четвертую (40–60 м) и пятую (60–140 м) преимущественно цокольные надпойменные террасы, реже скульптурные подпойменные террасы (в горных районах – хребты Удокан, Каларский), показан на схеме в долинах р. Олёкма, Якокит, Хардагас. К третьему высокому комплексу (Q_{E-I}) (16) относятся в основном плохо изученные редко встречающиеся фрагменты цокольных шестой (160–230 м) и седьмой (230–340 м) надпойменных террас, сохранившихся местами в долинах рек Нюкжа, Олёкма и Чара. Наибольшую площадь занимают левобережные высокие террасы р. Чара, в составе аллювия которых преобладают песчано-галечно-валунные отложения, существенно кварцевого минералогического состава. К этому же комплексу относятся фрагменты террас древних долин притоков р. Олёкма – Чебаркаса, Кудули, сохранившиеся в их верховьях.

Наиболее широко в долинах рек региона распространены пойменные террасы, не получившие из-за масштаба карты графическое отображение. Преобладающие высоты низкой поймы 0,5–1 м, высокой до 2–4 м. Местами поверхность высокой поймы сливается с поверхностью первой надпойменной террасы и высота их возрастает до 4–6 м. Литологический состав пойменных террас во многом определяется характером пород ложа, морфологией долин и гидродинамикой водных потоков. Высокие пойменные террасы имеют обычно двухчленное строение, в нижней части их разрезов преобладают русловые валунно-гравийно-галечные фации, а в верхней – песчано-гравийно-галечные или супесчано-суглинистые. В районах развития кайнозойских россыпей отложения пойменных террас золотоносны.

Следы древней гидрографической сети установлены в бассейнах многих рек: Олёкмы, Амги, Нюкжи, Алдана, Чульмана, Тимптона. Местами они представлены высокими террасами, цокольными или с плохо сохранившимися маломощными аккумулятивными покровами, но чаще древние долины

приурочены к водораздельным поверхностям выравнивания и эрозионно-денудационным плато, образованным за счет их расчленения.

Довольно много фрагментов древних долин, преимущественно субширотного простирания, сохранилось в рельефе юго-западной части Алданского нагорья в бассейнах рек Чульман и Тимптон. Они в основном приурочены к водоразделам, где нередко фиксируются корытовидными седловинами. Заполняющие их отложения не изучены. На этой территории установлена долина пра-Иенгры, соединяющая верховья современной долины Прав. Чульмана с р. Иенгра (О-51-XXXV).

Элементы древней гидрографической сети частично унаследованы современной речной сетью.

Озерно-аллювиальные равнины (Q_{III-H}) (17) распространены локально в верховьях древних долин рек Тунгурча, Амедичи, в низовьях р. Алдакай (левый приток р. Амедичи) и оз. Кунда. Характерной их особенностью является заболоченность, множество озер, преимущественно старичных. Основной причиной заболочивания и образования равнин является общая равнинность окружающего рельефа, наличие многолетней мерзлоты, затрудненность речного стока. В строении равнин участвуют песчано-галечные аллювиальные фации пойменных, первых надпойменных террас, озерные илисто-глинистые и палюстринные торфяно-глинистые отложения, в разрезах которых местами присутствуют прослойки льда мощностью до нескольких метров.

Моренные равнины сартанского оледенения (Q_{III2}) (18). Сартанское оледенение имело преимущественно долинный характер, его хорошо сохранившиеся следы представлены в основном конечными стадияльными моренами, подпруженными ими цунговыми озерными бассейнами, береговыми и основными моренами. Наибольшие размеры оледенение имело на хр. Удокан, на водоразделе которого в альпинотипном рельефе сформировалась обширная область ледникового питания, разгружавшаяся в северном и южном направлениях. Наиболее крупным ледником северного склона являлся Олдонгсинский (19 км) с девятью стадияльными моренами, сформированными в процессе его деградации. На южном склоне хр. Удокан также существовали довольно многочисленные ледники протяженностью до 16–19 км. Количество стадияльных морен в разных долинах варьирует от 3–5 до 8–12.

В горах Станового хребта оледенение носило преимущественно карово-долинный характер. Протяженность ледников обычно ограничивалась первыми километрами.

Моренные равнины муруктинского оледенения (Q_{III2}) (19). Муруктинское оледенение, существенно превосходящее по размерам сартанское, имело также преимущественно долинный характер. Связанные с ним формы рельефа – конечные, береговые и основные морены – отличаются хорошей сохранностью. Протяженность ледников северного склона хр. Удокан составляла около 30–35 км. Ледник, спускавшийся по долине р. Олдонго, оставил конечную морену в районе устья левого притока р. Амнуннан. Расположенные западнее ледники северного склона хр. Удокан, сливавшиеся с ледниками местных центров, расположенных на юге и юго-востоке Олёкмо-Чарского нагорья, при деградации сформировали моренные всхолмленные равнины и хорошо выраженные в рельефе краевые образования. На южном склоне

хр. Удокан следы муруктинского оледенения сохранились в большинстве крупных долин и их притоков. В долинах рек Эвонокит и Ак-Востах длина их достигала соответственно 40 и 20 км.

На смежной с западной рамкой листа территории в бассейне р. Калар в муруктинскую эпоху существовал ледоём, разгрузившийся на восток по долине р. Имангакит, а затем через низкий (1350 м) водораздел по долине р. Тас-Юрях до его правого притока р. Акуу, где он оставил конечную морену; общая длина выводного языка составляла 60 км [48]. Крупные (22–55 км) долинские ледники, спускаясь в муруктинскую эпоху с северного склона хр. Зверева по долинам рек Прав., Лев. и Сред. Унгра, оставили после себя основные, береговые конечные и стадийные морены. На Становом хребте муруктинское оледенение имело в основном карово-долинный характер и небольшие размеры.

Моренные равнины тазовского оледенения (Q_{П6}) (20) сохранились фрагментарно, в основном на юге Олёкмо-Чарского нагорья. На южном склоне хр. Удокан в долине р. Хани наблюдается ступенчатая береговая морена крупного долинного ледника этой эпохи высотой 150 м.

Моренные равнины, коррелятные самаровскому оледенению (Q_{П4}) (21), сохранились в основном в пределах Олёкмо-Чарского нагорья в виде фрагментов пологохолмистых основных морен. Следы этого оледенения, видимо, являются и эрратические валуны на юге Алданского нагорья, обнаруженные на расстоянии до 50 км от северного подножия хр. Зверева.

Гляциофлювиальные равнины муруктинского оледенения (22), образованные в эпоху его деградации, имеют ограниченное распространение. Один из наиболее крупных фрагментов таких равнин сохранился в Токко-Чоруодинской впадине у подножия северного склона хр. Удокан в долине р. Чоруода и ее правых притоков – рек Хантал, Санга-Кюель-Орюете. Равнина, сложенная валунно-галечно-песчаными отложениями, характеризуется уплощенным рельефом и частично заболочена. Зандровая равнина развита в долине р. Хани, ниже по течению устья р. Ат-Востах на поверхности 60-метровой террасы. На северном склоне хр. Зверева и в его предгорье в долине р. Унгра ниже по течению от конечных морен муруктинского оледенения (Q_{П2}) прослеживаются почти до 57°с. ш. фрагменты гляциофлювиальных террас этого же возраста.

Гляциофлювиальные равнины тазовского оледенения (23) сохранились крайне фрагментарно, возраст их не подтвержден фактическими данными. В значительной мере условно к ним можно отнести фрагмент зандровой заболоченной равнины на междуречье р. Куранах и ее правого притока – р. Сайкта.

Многообразие природных обстановок региона – резко континентальный климат, многолетняя мерзлота, значительное распространение карбонатных пород, разнообразие рельефа, а также сохранение в течение длительного времени устойчивой тенденции к общему поднятию территории, активизирующему эрозию и процессы склоновой денудации, обуславливает развитие разнообразных современных геодинамических процессов.

Наиболее широко проявлены геодинамические процессы, связанные с многолетней мерзлотой, проявляющиеся как на равнинной, так и на горной

территории. В пределах Приленского плато и Алданского нагорья они представлены термокарстовыми западинами, полигональными грунтами, небольшими торфяными буграми, буграми пучения высотой до 5–7 м, развитыми как в речных долинах, так и на водораздельных пространствах. На заболоченных водоразделах, по периферии морен иногда встречаются гидролакколиты.

С многолетней мерзлотой тесно связаны процессы заболачивания, возникающие из-за затруднения поверхностного стока рек, вызванного близким залеганием водоупора в виде многолетнемерзлых пород. Это явление нередко наблюдается в верховьях левых притоков р. Амга в пределах Приленского плато. Еще более крупные площади болот приурочены к обширной поверхности древней денудационной равнины в верховьях Бол. и Мал. Нимныра. С многолетней мерзлотой связано и широкое развитие на склонах долин Алданского нагорья солифлюкции и десерпции наряду с процессами плоскостного смыва.

В горах в гольцовой зоне и на высоких водоразделах со сплошным развитием многолетней мерзлоты связано активное проявление морозного физического выветривания, продуцирующего на скальных породах преимущественно глыбовый, глыбово-щебнисто-дресвяный элювий, смещающийся ниже преимущественно процессами десерпции и отчасти солифлюкции. Местами образуются полигональные грунты. Активно проявляются процессы нивации, с которыми связано формирование нагорных террас – типологических форм рельефа гольцовой зоны.

Карстовые процессы развиты преимущественно в пределах Приленского плато и северной части Алданского нагорья, примерно до 58° с. ш. на известняках и доломитах кембрия, южнее карст, связанный в основном с юрскими терригенными породами Чульманской впадины, проявляется локально. Активному развитию карстовых процессов в целом препятствует многолетняя мерзлота. Формы карстового рельефа распространены как в речных долинах, так и на их водоразделах. Они представлены воронками глубиной от 3 до 6 м диаметром 3–10 (реже до 50) м, понорами, блюдцеобразными понижениями глубиной от 2 до 3 м, мешкообразными углублениями в руслах рек. Местами (в бассейнах рек Темуляжит, Тяня и др.) наблюдается исчезновение водотоков в верховьях и среднем течении рек, а на сухих участках бывших русел фиксируются свежие карстовые провалы. Активное карстообразование наблюдается также на водоразделе рек Амга и Нелука.

Наиболее активными в отношении проявления новейших тектонических движений являются высокие горные хребты юго-западной части региона. В пределах Приленского плато и большей части Алданского нагорья на фоне общей тенденции умеренного и слабого поднятия, активные неотектонические структуры, морфологически выраженные в виде изолированных коротких хребтов, кражей, массивов, развиты локально и в основном связаны с поднятиями по глубинным разломам отдельных блоков архейского фундамента.

Проявления сейсмических процессов, сконцентрированных в основном в пределах Олёкмо-Становой сейсмической зоны, пространственно сопоставляются с системой субширотного Станового краевого шва, отделяющего Си-

бирскую платформу от Джугджурско-Становой орогенной области [74]. Эта зона на территории листа О-51 продолжает в восточном направлении Байкальскую рифтогенную зону (БРЗ). В ее пределах за последние 60 лет инструментальных наблюдений зафиксировано свыше 40 тысяч сейсмических событий [52]. За последние 12 лет между БРЗ и хребтами Становой зоны возникло несколько крупных очагов землетрясений, локализованных восточнее Верхнетоккинской впадины на левобережье р. Олёкма, между ее притоками – Олдонгсо и Хани. Олдонгсинский проявился в октябре 1997 г. с наибольшей интенсивностью событий в эпицентре 7 баллов (М 4,6), до 1999 г. он генерировал до 500 землетрясений в год [52]. В ноябре 2005 г. возник Чоруодинский сейсмогенный очаг с двумя максимальными подземными ударами с М 6,0 (8 баллов) и М 5,7 (7–8 баллов); связанные с ними повторные толчки продолжаются до настоящего времени [52, 99]. Чоруодинское землетрясение, произошедшее 10 ноября 2005 г. (М 6,0), является наиболее крупным в Южной Якутии за последние 16 лет. На удаленных от его эпицентра железнодорожных станциях БАМ Олёкма и Хани были отмечены 5–6-балльные эффекты. В период проявления роевых событий произошла активизация ряда разломов, формирование разнообразных сейсмодислокаций, а также активизация сейсмических процессов в Становом хребте, где 8 ноября 2008 г. на водоразделе р. Алдан и его притока Амедичи произошло 7-балльное Амедичинское землетрясение (М 5,1), ощущавшееся в населенных пунктах, расположенных вдоль Амуро-Якутской автомагистрали (примерно вдоль меридиана 125° в. д.).

В г. Нерюнгри оно проявилось силой до 5 баллов, в поселках Чульман, Золотинка – до 4 баллов, а на удалении от эпицентра в 240–260 км – г. Алдан, пос. Ленинский – до 3–4 баллов [52]. В 2010–2011 гг. в районе железнодорожного моста через р. Олёкма в пределах Станового хребта сформировался еще один Нюкжинский очаг (около 800 толчков) с серией 6–7-балльных событий в эпицентре. Оно ощущалось на железнодорожных станциях трассы БАМ от Хани до Лопчи, особенно на ст. Юктали (5–6 баллов), расположенной в 15 км от эпицентра, в пос. Усть-Нюкжа (в 20 км от эпицентра) интенсивность толчка составила 4–5 баллов, на ст. Олёкма (в 50 км) – 4 балла, на ст. Хани (в 80 км) – 3–4 балла и в Лопче (в 125 км) – 2–3 балла [52].

В целом наиболее сейсмоопасной является западная часть Олёкмо-Становой сейсмической зоны, расположенная в области контакта Алдано-Станового и Забайкальского блоков земной коры. Восточная ее часть оценивается в основном как потенциально сейсмоопасная [52]. Расположенная севернее Олёкмо-Становой сейсмодетектонической зоны территория региона является менее сейсмоопасной.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Формирование современного рельефа предопределено длительной предшествующей геологической историей. В целом пространственное размещение и морфология основных элементов горных хребтов, массивов, соответствующих областям новейших поднятий, межгорных и внутригорных впадин

(преимущественно приразломных) отражает основные черты докайнозойского гетерогенного строения территории [74]. Одним из главных этапов геологической истории, оказавшим влияние на развитие структурного плана территории, в том числе последнего новейшего, был этап мезозойской активизации (J–K₁), проявившийся на всей территории Внутренней Азии, заложивший в значительной мере распределение областей крупных сводово-глыбовых поднятий и опусканий по глубинным и региональным разломам. Созданный в эту эпоху горный рельеф подвергся во второй половине мела и в палеогене пенеппенизации с образованием площадных каолиновых кор выветривания, способствовавших высвобождению золота из коренных источников и его переотложению на пологих склонах и в речных долинах, что дало начало образования россыпей золота. В эпоху пенеппенизации юго-западная часть территории была, вероятно, гипсометрически более высокой и дифференцированной по высотам.

Мел-палеогеновая поверхность выравнивания является основой для оценки амплитуд вертикальных движений новейшего тектонического этапа, начало которого оценивается разными исследователями неодинаково: от олигоцена до неогена. Возможно, с конца олигоцена начал формироваться рельеф большей части эрозионно-денудационных плато территории листа за счет расчленения верхнемеловых–палеогеновых поверхностей выравнивания. В целом же явными широко распространенными признаками начала I этапа новейшей активизации является огрубление вещественного состава неогеновых отложений. Вторая основная фаза новейшей активизации, охватывающая вторую половину плиоцена и весь плейстоцен, считается основной [74]. В целом на рассматриваемой территории время проявления новейшей активизации принимается как неоген-четвертичное. В основную фазу активизации одновременно с усилением вертикальных движений и их дифференциацией в приразломных зонах имела место резкая активизация эрозионных врезов и усиление сноса обломочного материала в депрессии и впадины, рельеф приобрел современное морфоструктурное выражение.

В квартере с эоплейстоцена начинается чередование ледниковых и межледниковых эпох, наиболее четко проявившихся в неоплейстоцене, и общее прогрессирующее похолодание климата, сохраняющееся до нашего времени.

Сохранившиеся на рассматриваемой территории следы ледниковых отложений свидетельствуют о наличии по крайней мере четырех оледенений: самаровского (Q_{II4}), тазовского (Q_{II6}), муруктинского (Q_{III2}) и сартанского (Q_{III4}), связанных с тремя основными ледниковыми центрами, располагавшимися на хребтах Удокан, Калар и Зверева. Два первых оледенения имели преимущественно полупокровный, реже долинный характер, а два позднечетвертичных – в основном долинный.

На протяжении четвертичного периода в речных долинах сформировались семь цикловых надпойменных террас, объединенных в три комплекса: высоких (E–I) (преимущественно цокольных и скульптурных – седьмая, шестая), средневысотных (преимущественно цокольных – пятая, четвертая – Q_{I-II}) и низких (Q_{III}) (аккумулятивных, реже цокольных – первая, вторая, третья). В голоцене образовались пойменные террасы (аккумулятивные, изредка цокольные).

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В пределах территории листа выявлены и вынесены на карту полезных ископаемых 1116 объектов, из них 271 месторождение, 378 проявлений, 378 пунктов минерализации и др. Промышленно значимыми полезными ископаемыми являются золото, железо, уран, уголь и фосфатное сырье (апатит). Кроме того, на территории листа находится уникальное месторождение хромдиоксида – Инагли.

В данной главе приведено описание основных типовых объектов полезных ископаемых, характерных для конкретных минерагенических подразделений (зона, район и узел). Каталог объектов полезных ископаемых и их признаков, показанных на листе, приведен в прил. 1. Информация по всем рудным объектам помещена в БД «Полезные ископаемые». Ряд объектов с непромышленными содержаниями полезных ископаемых, ранее классифицированных как месторождения, переведен в ранг рудных проявлений.

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Уголь каменный. Основные перспективы угленосности региона связаны с мезозойскими отложениями Чульманской впадины, где расположены наиболее крупные угольные объекты *каменноугольной формации*.

В Чульманской впадине полный разрез угленосной толщи установлен в пределах Чульманско-Нерюнгринского угольного района Южно-Якутского бассейна. Угольные пласты и прослои встречаются во всех свитах угленосной толщи, но распределение их неравномерное. Пики угленакопления по времени приурочены к рубежам средней–поздней юры и поздней юры–раннего мела. В юхтинской свите на западе Усмунского района и в северо-восточной части Чульманско-Нерюнгринского района выявлено до семи пластов угля рабочей мощностью от 0,7 м.

Угленосность увеличивается к южному тектоническому контакту впадины, где разрез толщи наиболее полный и развиты наиболее мощные угольные пласты. Наибольшие из них – от 3,5 до 10 м вскрыты на Сыллахском (V-2-12) месторождении и Немактинском (V-2-13) проявлении Усмунского района, на Налдинском (V-5-5), Кабактинском (V-5-9), Муастахском (V-5-14), Денисовском (V-5-12), Беркакитском (VI-5-13) и Нерюнгринском (V-5-13) месторождениях Чульманско-Нерюнгринского района [3]. Сверхмощный пласт мощ-

ностью более 10 м выявлен на Нерюнгринском (V-5-13) месторождении, на данный момент он практически отработан.

Пласты повышенной мощности обычно имеют сложное строение и представляют собой залежи с частым переслаиванием угольных прослоев и алевролитов. Отмечается частое проявление бифуркации угольных пластов. Строение угольных пластов осложнено постседиментационными тектоническими подвижками с развальцеванием угольной массы и образованием раздувов, пережимов и нарушений сплошности алевролитовых прослоев.

Угли каменные, однородные по вещественному составу, гелитолитовые, при незначительной доли сапрогелитолитовых и сапропелитовых разностей, образующих отдельные прослои. В угольном матриксе преобладает витринит (до 90 %) при содержании фузинита, как правило, не выше 3–5 %. Только в верхней пачке пласта «Мощный» Нерюнгринского месторождения содержание фузинита достигает 30 %. Содержание липоидинитов и альгинитов не превышает 5 %, в отдельных пластах Усмунского района – до 15 %. Мощность прослоев богхедов здесь иногда превышает 0,5 м.

Минеральные включения в углях однообразны по всему стратиграфическому разрезу, наиболее распространен аутигенный каолинит (в Чульманско-Нерюнгринском районе не менее 90 % минеральной части в углях всех свит). Форма нахождения его – от мелких, почти точечных аморфных до крупных (2 мм) кристаллических образований; от заполнения полостей растительных кистон до полного замещения растительных фрагментов, а также в виде прослоек толщиной до 10 мм. Кварц присутствует в виде терригенных неокатанных обломков, а также столбчатых эпигенетических образований по трещинам. Глинистое вещество образует примазки по контурам фрагментов тканей или их клеток. Аутигенный пирит установлен в углях всех свит в виде разрозненных пылевидных включений. Реже он образует мелкие обособления (0,05 мм) натечной формы. Эпигенетичный пирит встречается в виде натечных форм по трещинам. Аутигенный сидерит наблюдается в виде единичных сферокристаллов (до 1 мм) в углях всех свит. Крупные линзы сидерита с оолитовой текстурой характерны для верхних угольных пластов дурайской свиты в Чульманско-Нерюнгринском районе.

Качество углей обусловлено степенью их метаморфизма в интервале от Г до Т. Наиболее распространены угли средних стадий метаморфизма, соответствующих коксующимся маркам.

В распределении углей различной степени метаморфизма наблюдается площадная и вертикальная зональность. Наиболее метаморфизованные угли (V стадии) распространены в бассейне р. Алдан. В Чульманско-Нерюнгринском районе метаморфизм углей уменьшается с юго-запада на северо-восток от V до II–III стадий (Чульмаканское месторождение, V-5-б).

Метаморфизм углей по вертикали подчиняется правилу Хильта–Скока. Градиенты метаморфизма углей в разрезе ($V^{\text{dad}}/100$ м и $R_{\text{cp}}^{\circ}/100$ м) изменяются в Чульманско-Нерюнгринском районе от 1,7 до 2,4 по выходу летучих и от 0,03 до 0,14 по отражательной способности. Значения градиентов метаморфизма углей зависят также от их положения на площади угленосного бассейна, отражая неоднородность палеогеотермического поля.

По химическому составу угли малосернистые ($S - 0,5\%$) с незначительным содержанием фосфора ($0,06\%$). Высокая коксуемость и спекаемость углей характеризуется толщиной пластического слоя до 46 мм. По этим параметрам их следует отнести к высококачественному сырью для производства металлургического кокса и производства шихты. Вместе с тем, значительная часть углей этих районов относится к средnezольным и высокозольным и для производства кокса требует обогащения. Для них характерна тонкодисперсная минерализация органическим веществом, что затрудняет промышленное обогащение. Очень трудная категория обогатимости характерна для углей Сыллахского, Немактинского, Налдинского и Унгринского месторождений.

В пределах Чульманско-Нерюнгринского угольного района выделено 24 месторождения и восемь проявлений. В западной части на Сыллахском (V-2-12) месторождении и Нижнетунгурчинском (V-3-5), Немактинском (V-2-13) и Усмунском (V-3-1) проявлениях проведены поисково-оценочные работы, в восточной части – геологосъемочные и поисковые работы масштабов $1 : 50\ 000$ и $1 : 200\ 000$. На Муастахском участке Муастахского месторождения (V-5-14), Правокабактанском участке Кабактинского месторождения (V-5-9) и Докучаконском участке Чульмаканского месторождения (V-5-6) проведена предварительная разведка. Остальные месторождения восточной части района опоискованы с различной степенью детальности. Нерюнгринское месторождение (V-5-13) разрабатывается карьером с производительностью порядка 9 млн т угля в год.

Суммарные ресурсы и запасы Чульманско-Нерюнгринского района составляют порядка 30 533 млн т. При этом прогнозные ресурсы представлены в основном категорией $P_3 - 17\ 142$ млн т, а запасы по категориям $A + B + C_1 + C_2 - 5518$ млн т. Угли коксующихся марок составляют до 60% всех ресурсов; 15% ресурсов пригодны для штольневой отработки, а около 6% – для открытой добычи.

Горючий сланец. Проявление сланцев (IV-3-34) установлено на площади $100\ m^2$ среди элювиальных отложений аркозовых песчаников. Они представлены слоистыми плитками размером $20 \times 10 \times 4$ см, которые загораются от спички, издавая запах резины. Технический анализ показал (%): влажность – 3,56, зола на сухое вещество – 37,7, летучие вещества на горючую массу – 37, сера – 0,18. Высокая зольность обусловлена сильной выветрелостью пород, отнесенных к группе гумусово-сапропелевых.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. Собственно промышленные железорудные объекты и многочисленные проявления и пункты минерализации группируются следующим образом: магнетитовые скарноиды, нередко полиметалльные и разновозрастные скарновые образования, относящиеся к формации магнетитовых скарноидов; осадочно-метаморфизованные железистые кварциты и сопровождаю-

щие их ремобилизаты, относящиеся к формации железистых кварцитов; брекчиево-жильные гематитовые образования и бурые железняки, относящиеся к кремнисто-гематит-магнетитовой формации; магматические образования, относящиеся к титаномагнетитовой формации. Всего в пределах листа насчитывается 23 железорудных месторождения, 30 проявлений и 24 пункта минерализации.

Магнетитовые скарноиды, иногда полиметалльные, характерны для Дёс-Леглиерского района, где обнаружены крупные, средние месторождения и многочисленные мелкие месторождения и проявления железных руд.

Крупное месторождение Таежное (IV-6-32) приурочено к породам федоровской серии и размещается в замке и крыльях подковообразной складки с максимальным размахом крыльев 800 м на северо-западе и 360 м на юго-востоке. Максимальная глубина погружения продуктивного горизонта – 920–1000 м. Простирается складка северо-западное, с углом падения крыльев 60–80°. Синклиналь пересечена глубинным разломом, фиксируемым брекчиями, скарнами, линейной корой выветривания. По нему северо-восточный блок поднят относительно юго-западного на 175–200 м. Продуктивный горизонт подстилается двупироксен-гиперстен- и диопсид-роговообманковыми плагиосланцами, выше по разрезу идут роговообманковые, диопсид-роговообманковые, биотит-роговообманковые, биотитовые плагиогнейсы. Мощность этой пачки – 300 м.

Продуктивный горизонт имеет двучленное строение. Нижняя его часть мощностью 5–140 м представлена рудной пачкой, сложенной переслаивающимися рудами (общая мощность рудных пластов 40–90 %) с оливиновыми, серпентин-оливиновыми сланцами, биотитовыми плагиогнейсами и плагиосланцами, реже диопсидовыми плагиосланцами и редко карбонатными породами. Мощность отдельных пластов магнетитовых руд – от 0,05–0,2 до 15–28 м. В верхней части продуктивного горизонта мощностью 90–160 м установлено 13 рудных тел (от 0,1–6 до 16 м), которые переслаиваются с оливиновыми сланцами, биотитовыми и диопсидовыми плагиосланцами и гнейсами, шпинель-диопсидовыми сланцами, карбонатными породами мощностью от 0,5 до 3,5 м, иногда до 20–30 м. В составе верхней части продуктивного горизонта выделена межрудная пачка (30–75 м), которая сложена биотитовыми и высокоглиноземистыми плагиогнейсами, реже биотит-турмалиновыми плагиогнейсами, переходящими к юго-востоку в биотит-роговообманковые и роговообманковые. Выше межрудной пачки залегают карбонатные породы с пластами магнетитовых руд, оливиновых сланцев, диопсидовых и биотитовых сланцев и плагиогнейсов.

По составу выделяются магнетитовые, форстерит-магнетитовые, клиногумит-магнетитовые, пироксен-магнетитовые, амфибол-магнетитовые, флогопит-магнетитовые, серпентин-магнетитовые руды. Руды высокосернистые (1,81–2,06 %), свободные от мышьяка и фосфора. По обогатимости выделены три технологических сорта с содержаниями общего железа в руде более 35, 25–35 и 15–25 %. Разведанные запасы руды по категориям В + С₁ + С₂ составляют порядка 1255 млн т (Нурғалиев, 1986ф).

Крупное месторождение Десовское (IV-5-45) приурочено к выходу продуктивного горизонта леглиерской свиты федоровской серии, слагающей уз-

кую линейную синклираль протяженностью 25 км и глубиной до 1800 м. Структура запрокинута на север с углом падения 30–65°. Мощность рудной пачки – до 320 м. Магнетитовые руды переслаиваются с серпентиновыми, форстеритовыми, карбонатными породами, диопсид-роговообманковыми и биотитовыми кристаллосланцами. Детально разведаны 17 рудных залежей мощностью до 50 м, протяженностью до 15 км. Характерна резкая изменчивость мощности залежей по падению и простиранию, невыдержанность вещественного и, в меньшей мере, качественного состава руд. Рудные тела имеют пластовую или линзовидную форму, их мощность – 4–60 м, протяженность – от 100–150 м до 3–5 км. Руды магнетитовые с магнезиально-кальциевыми силикатами: диопсидом, серпентином, амфиболом, флогопитом. Среднее содержание общего железа – 27,6 %, железа магнетитового – 22,6 %, серы – 1,08 %. Запасы месторождения по категориям В + С₁ + С₂ – 701 516 млн т руды на глубину 700 м [22, 116].

Крупное месторождение Южное (IV-5-66) перекрыто нижнекембрийскими отложениями мощностью от 150 до 380 м. Месторождение представлено двумя залежами линзовидно-пластовой формы протяженностью 7,5 и 7,0 км. В каждой залежи присутствует крупный пласт магнетитовых руд мощностью 5–68 м. Содержание общего железа – 35,12 %, магнетитового – 28,84 %, серы – 1,5 %, Р₂О₅ – 0,15 %. Запасы по категории С₂ на глубину 0,7 км – 461,8 млн т руды, по категории Р₁ – 1209,2 млн т [116].

Среднее месторождение Савгельское (IV-5-61) состоит из трех участков: Неричи, Савгельский, Геофизический. На участке Неричи выявлены две рудные залежи. Первая включает пласт мощностью 3–20 м, протяженностью 1700 м и две линзы мощностью 1–4 м, протяженностью 250 м. Вторая залежь имеет мощность 20 м, протяженность 600 м. Участок Савгельский находится в 1 км южнее. Здесь рудная зона имеет прерывистое пласто-линзообразное строение с пластами протяженностью 25–2200 м. В зоне четыре рудные залежи протяженностью 500–2200 м, мощностью 20–60 м. Участок Геофизический сложен рудной залежью протяженностью 5440 м, мощностью 66 м, в составе которой несколько рудных тел протяженностью 400–1400 м. Руды диопсид-магнетитового состава с содержанием общего железа 21,89–31,64 %, железа магнетитового – 14,34–22,7 %, кобальта – 0,01–0,017 %. Запасы по месторождению до глубины 500 м составляют 172,6 млн т руды.

Среднее месторождение Пионерское (IV-5-60) является комплексным, оно выявлено на водоразделе рек Бол. Хатыми и Сивагли и представлено двумя пластообразными залежами протяженностью 500 и 1000 м, мощностью 25–130 и 60 м соответственно в толще пород федоровской серии. Рудные тела прослежены на глубину 400 м. Руды массивные и полосчатые вкрапленные, по составу магнетит-скаполит-диопсидовые с незначительным количеством сульфидов. Содержание железа общего – 25–40 % (до 56 %), серы – 0,15–3,74 %, фосфора – не более 0,1 %. Руды легкообогатимы. В них также отмечаются повышенные содержания редких земель, связанных в ортите и сфене, меди – до 0,05 %, кобальта – 0,005 %. Рудовмещающие породы перекрыты доломитами юдомской свиты мощностью 30–70 м, которые являются высококачественным огнеупорным сырьем. Запасы на глубину 850 м по категориям А₂ + В + С₁ + С₂ – 137,857 млн т [22, 116].

Малое месторождение Леглиерское (IV-6-47) представлено рудным телом протяженностью 1050 м и мощностью 15–25 м, имеющим падение на северо-восток под углом 55–70°. Оно сложено диопсид-магнетитовыми рудами с содержанием (%): $Fe_{общ.}$ – 47,21, серы – 1,5, фосфора – 0,04. Запасы руды по категориям А + В + С₁ составляют 51,3 млн т [22].

Малое комплексное месторождение Сиваглинское (IV-6-73), расположенное на левом берегу р. Сивагли, приурочено к породам федоровской серии, слагающим южное крыло Дес-Хатыминской синклинали. Рудная пачка мощностью 200 м подстилается мраморами, кальцифирами, диопсидовыми, диопсид-амфиболовыми, диопсид-скаполитовыми и диопсид-флогопит-скаполитовыми породами и перекрывается пачкой пироксен-амфибол-плаггиоклазовых кристаллосланцев мощностью более 500 м. В составе рудной пачки выявлено пять рудных залежей, две из которых имеют незначительную мощность. Рудные тела прослежены до глубины 250 м. Мощность тел – 11–50 м, протяженность 400–600 м. Руды представлены двумя типами: серпентин-хлорит-мартитовыми окисленными с актинолитом, ангидритом, гидротальцитом и диопсид-скаполит-магнетитовыми (или роговообманково-магнетитовыми).

По технологическим свойствам выделено четыре типа руд: 1) марте-новские мартитовые руды с содержанием железа более 55 %, серы – менее 0,15 %, фосфора – менее 0,15 %, меди – менее 0,15 %; 2) доменные марте-новские руды с содержанием железа более 46 %, серы, фосфора – не более 0,15 % и меди – не более 0,2 %; 3) медистые железные руды с содержанием железа более 25 % для магнетитовых руд и 30 % для мартитовых руд; 4) мартитовые руды, требующие обогащения, с содержанием железа более 30 %, серы – более 0,15 %. Руды легко обогащаются флотацией. Участками руды содержат повышенные содержания меди (0,5–1,7 %) и кобальта (до 0,02 %). Запасы железных руд по категориям А₂ + В + С₁ – 26,382 млн т на глубину 150 м, кобальта – 3721 тыс. т, меди – 81 тыс. т [116].

Малое месторождение Заречное (IV-6-50) расположено на левом склоне долины р. Леглиер и представлено шестью линзовидными рудными залежами протяженностью 110–370 м. По составу руды диопсид-магнетитовые, серпентин-магнетитовые, роговообманково-магнетитовые. Содержание (%): $Fe_{общ.}$ – 49,15, серы – 0,08, фосфора – 0,04. Запасы по категориям А + В + С₁ составляют 31,4 млн т [22].

Малое месторождение Тинское (IV-6-49) представлено девятью линзообразными залежами магнетитовых руд среди диопсид-роговообманковых, диопсид-скаполит-роговообманковых кристаллосланцев. Наиболее крупная залежь имеет протяженность 500 м и мощность 15–25 м. Содержание (%): $Fe_{общ.}$ – 42,4, серы – 1,55, фосфора – 0,02. Кроме того отмечается повышенное содержание меди. Разведанные запасы руд по категориям С₁ + С₂ – 27,7 млн т на глубину 350 м.

Малое месторождение Комсомольское (IV-5-63) расположено в долине р. Сивагли и перекрыто толщей доломитов венда (70 м). Скважинами в верхней части разреза вскрыта кора выветривания мощностью 3–16 м, далее следует толща кальцифиринов и непосредственно рудная зона. В разрезе установлено десять рудных пластов мощностью от 1,5–2,0 до 28 м, протяженностью

600–900 м. Руды диопсид-скаполит-магнетитовые и амфибол-магнетитовые. Текстура их вкрапленная, пятнистая, прожилково-вкрапленная. Содержания (%): серы – 0,07–5,14, меди – до 0,1, ванадия – 0,003, бора – 0,003, галлия – 0,001. Запасы железных руд по категории C_1 – 25,45 млн т, C_2 – 17,385 млн т до глубины 650 м. Запасы отнесены к забалансовым.

Малое месторождение Лесное (IV-5-56) расположено на берегах р. Унга-Дес. Соответственно выделено два участка – Лесной I и Лесной II. Первый участок представлен пластовым телом диопсид-магнетитовых руд протяженностью порядка 2,5 км и мелкими линзами мощностью 5–15 м. Второй участок сложен рудным телом протяженностью 550 м, мощностью 16 м. Среднее содержание железа общего – 27,9 %, магнетитового – 21 %. Разведанные запасы руды по категории C_2 – 19,666 млн т при среднем содержании железа общего 28,3 %, магнетитового – 22,3 % на глубину 300 м.

Малое месторождение Новый Дес (IV-5-48) состоит из двух участков – Новый I и Новый II, приуроченных к юго-западному флангу Десовской синклинали. Протяженность двух главных рудных тел на участке Новый I – от 370 м до 1,3 км, мощность – 8–25 и 12–32 м, на глубину они прослежены на 250 м. На участке Новый II шесть рудных тел и десять рудных линз. Наиболее крупное тело протяженностью 1600 м и мощностью 10–24 м изучено до глубины 200 м. Другие тела имеют протяженность 500–600 м, мощность 9–20 м. Руды диопсид- и амфибол-магнетитовые, реже серпентин-магнетитовые. Среднее содержание общего железа – 28,3 %, при содержании магнетита до 22 %. Разведанные запасы по категории P_2 – 117,685 млн т на глубину 300 м.

Малое месторождение Тит-Эргинское (IV-6-71), обнаруженное по геофизическим данным, перекрывается 5–20-метровым горизонтом доломитов и имеет разведанные запасы 25,143 млн т на глубину 200 м.

Малое месторождение Никакское (IV-6-26) выявлено в непосредственной близости от месторождения Таежное и сходно с ним по геологическим и горно-техническим условиям. Разведанные запасы месторождения по категории C_2 на глубину 100 м – 4,418 млн т.

Комплексное проявление галец Паленый (III-6-38) представлено скарнами, образовавшимися на контакте нижнекембрийских доломитов с сиенитами мезозоя. Параметры залежей магнетитовых руд неизвестны. Руды имеют тремолит-магнетитовый состав, отмечена форстерит-гумит-людвигитовая минерализация. Содержание общего железа – до 60 %, меди – 2,5 %, золота – 0,7–54,6 г/т [116].

К этому же типу относится пункт минерализации в верховье руч. Соседний (III-5-9) в юго-восточной части массива Инагли. Здесь обнаружена глыбовая россыпь магнетитовых, магнетит-диопсидовых и магнетит-оливин-диопсидовых пород с содержанием железа от 25 до 61 % [22].

На *проявлении р. Клеричи (V-2-33)* обнаружены гнейсы сульфидизированные с вкрапленными массивными апатит-сульфидно-магнетит-амфиболовыми рудами, содержащими (%): магнетит – 10–15, гранат – 3–5, сульфиды – 3, плагиоклаз – до 10, роговая обманка – 20–30, апатит – 4–6, гиперстен – до 10, хлорит – до 20.

Другие месторождения, проявления и пункты минерализации этого типа оруденения (IV-5-4, 9, 12, 46, 58; IV-6-58, 63, 66, 68, 87) связаны главным образом с породами леглиерской свиты федоровской серии и не имеют практического значения из-за незначительных параметров.

Пункт минерализации в долине р. Алдакай (IV-4-46) является кобальтсодержащим. Оно сложено магнетит-диопсидовыми породами с гематитом в толще амфиболовых кристаллосланцев. Руды образуют пологопадающее пластовое тело мощностью 4 м ($Fe_{общ.} - 27-50\%$, $Co - 0,01\%$).

Осадочно-метаморфизованные железистые кварциты и сопровождающие их ремобилизаты проявлены в образованиях раннего и позднего архея.

Среднее месторождение Нелюкинское (IV-2-16) приурочено к отложениям темулякитской свиты. Пласты железистых кварцитов прослежены на 11 км, ширина их выхода – 500–1000 м. Они слагают ядро крупной синклинали и смяты в крутые изоклинальные складки. Вмещающими породами являются биотит-силлиманитовые гнейсы и силлиманит-биотитовые кристаллосланцы, которые встречаются и среди железистых кварцитов в виде слоев мощностью 2–5 м. Рудные тела (15–20 м) сложены магнетитовыми и мартиновыми кварцитами, между которыми наблюдаются постепенные переходы. Содержание (%): $Fe_{общ.} - 25-53,6$, серы – 0,006, фосфора – 0,016. Запасы Центрального участка месторождения по категории C_2 на глубину 200 м составили 118,4 млн т при среднем содержании железа 38,65% [110, 147]. Прогнозные ресурсы по всему месторождению – не менее 306 млн т.

Комплексное среднее месторождение железа, алюминия, ванадия Ханинское (V-1-43) приурочено к западному борту Тарагайской брахисинклинали сложного строения. Гематитовая минерализация связана с пачкой кварцитов и лютогенитов (80–110 м), которая подстилается высокоглиноземистыми кристаллосланцами и метавулканитами с линзами (мощность до 4,5 м) магнетитовых кварцитов. Протяженность пачки гематитовых кварцитов и лютогенитов – 11,5 км, средняя мощность – 20,1 м. Среднее содержание $Fe_{общ.} - 19,6\%$. Прогнозные запасы гематитовых руд – 208 млн т. По трем участкам месторождения подсчитаны прогнозные ресурсы до глубины 300 м [110]. По участку Юс-Кюель средняя мощность рудного пласта – 27,4 м при протяженности 5,1 км и среднем содержании железа общего 16,5%. Ресурсы гематитовых руд категории $P_2 - 125,8$ млн т руды. По Тарагайкинскому участку средняя мощность пласта – 20,1 м при протяженности 11,5 км и среднем содержании железа общего 19,6%. Ресурсы категории $P_2 - 208$ млн т руды. По участку Кабаханыр ресурсы подсчитаны по аналогии и составили при протяженности рудного пласта 5 км 123,3 млн т руды категории P_3 . Общая сумма прогнозных ресурсов категорий $P_2 + P_3 - 457,1$ млн т руды.

Малое месторождение Делтуктакское (III-3-6) приурочено к центральной части антиклинальной складки, сложенной амфибол-биотитовыми, биотитовыми гнейсами и амфибол-плагиоклазовыми кристаллосланцами борсалинской серии. Среди них установлены пласты магнетитовых кварцитов мощностью 0,3–22,1 м, протяженностью до 1,2 км. В наиболее мощных рудных пластах магнетитовые кварциты полосчатые или массивные. Иногда отмечаются вкрапленные хлорит-кварц-магнетитовые, слабомартитизированные и массивные магнетитовые мелкозернистые руды с прослоями диопси-

довых пород. Мелкие рудные тела сложены магнетит-кварц-диопсидовыми породами и железистыми кварцитами среднезернистыми лимонитизированными. Преобладают линзовидно-полосчатые, полосчатые до тонкополосчатых кварциты, содержание магнетита в которых – до 75 %, маршита – до 1 % в виде пластинчатых выделений в магнетите. Среднее содержание в рудах (%): железа – 30,6, серы – 0,006–0,11, фосфора – 0,145, германия – 0,001, олова – 0,01, цинка – 0,1. Запасы железных руд по категории C_2 – 125 млн т на глубину 200 м [36, 147].

Малое месторождение Холодниканское (VI-5-47) размещается в толще диафорированных пород холодниканской свиты на крыле крупной синклинали с размахом крыльев около 20 км. Вмещающими породами являются разнообразные гнейсы и сланцы, а также безрудные кварциты. К подошве последних и приурочен неустойчивый по мощности (20–80 м, а на северо-востоке до 300 м) горизонт грубополосчатых крупнозернистых магнетитовых кварцитов вплоть до жильных магнетитовых руд. Протяженность горизонта – 35 м. Содержание $Fe_{общ.}$ – 25–45 %, вредные примеси: сера в пределах 0,05–0,3 %, с глубиной растет до 2,19 %. Содержание пятиоксида фосфора при средних содержаниях 0,07–0,20 % на глубине 105–117 м повышается до 0,66 % [22], прогнозные ресурсы оцениваются в 250 млн т.

Малое месторождение Радужное (IV-2-12) расположено северо-западнее Нелюкинского. Протяженность рудной пачки – 4 км, мощность – 172–268 м. Она сложена железистыми кварцитами с содержанием общего железа 31,07–35,09 % по двум штучным пробам. Прогнозные ресурсы по категории P_2 – 170 млн т на глубину 300 м. Отмечается присутствие золота в кварце и рудных минералах.

Комплексное барит-гематитовое малое месторождение Гематитовое (IV-6-43) приурочено к центральной части крутой, запрокинутой на юго-запад брахисинклинали, сложенной отложениями атырской свиты федоровской серии. Рудовмещающими являются плагиогнейсы и гнейсы биотитовые, двуслюдяные и двуслюдяно-силлиманитовые, реже силлиманитовые сланцы и кварцитосланцы. В ядре складки на площади 0,15 км² вскрыта пачка маршит-гематитовых кварцитов (80 м), представленная переслаиванием рудных и безрудных кварцитов. Мощность пластов – до 30–40 м. В центральной и юго-восточной частях месторождения преобладают рудные кварциты, которые иногда образуют рудные брекчии и представляют собой мелко- и крупнозернистые породы тонкополосчатой, неяснополосчатой или массивной текстуры. Помимо рудных минералов (3–40 %) присутствуют силлиманит, кордиерит, турмалин, часто барит и бариевый ортоклаз в согласных кварц-баритовых прослоях. На месторождении отмечена штокверковая зона и отдельные жилы кварца мощностью до первых десятков сантиметров с горным хрусталем, маршитом, баритом.

Самыми поздними в этой зоне являются рудные брекчии с барит-кварц-гематитовым цементом, представляющие главную промышленную ценность месторождения. Содержание (%): железа – 30–42 (редко 52,3), бария – 0,3–14,21, серы от 0,14–0,5 до 2,59, P_2O_5 – 0,09–0,2 %. Запасы маршит-гематитовых руд составляют по категориям $C_1 + C_2$ – 37,464 млн т, запасы барита по категориям $C_1 + C_2$ – 1,6 млн т. Сходный тип оруденения установлен в бассейне

рек Лев. и Юж. Нимныр и Кэннэнэй (IV-5-11, 24), где обнаружены обломки гематит-магнетитовых кварцитов [22, 116].

На водоразделе рек Олёкма и Бол. Дагды выявлено *среднее месторождение Дагды* (V-2-5), приуроченное к породам сырыльерской серии [110]. Протяженность рудоносного горизонта – до 6 км при ширине 0,4–2,2 км. Он сложен хлорит-серицит-кварцевыми, роговообманково-плагиоклазовыми, амфибол-куммингтонит-плагиоклазовыми кристаллосланцами с пластами железистых кварцитов общей мощностью 350 м. В пределах этого горизонта установлено девять пластов куммингтонит-магнетитовых кварцитов мощностью 3–10 м и один пласт мощностью 24–48 м и протяженностью 200 м. Среднее содержание общего железа – 29,4 %, магнетитового – 19,9 %. Прогнозные запасы до глубины 300 м оценены в 20 млн т.

Железистые кварциты и сопровождающие их ремобилизаты проявлены в образованиях курультинской, чарской, зверевской и иенгрской серий (*проявления Беркакитское* (VI-5-14), *Горбыляхское* (VI-5-40) и др. Они представлены единичными или сложными пластами магнетитовых грубозернистых кварцитов мощностью до 12 м с содержанием железа 28–35 %.

В бассейне р. Имангра, *руч. Тох-Тохамакит* (*проявление* VI-1-17) установлены тела тонкозернистых магнетитовых кварцитов среди биотитовых сланцев и мономинеральных микрокварцитов. Содержание железа магнетитового 24–36 %, фосфора – 0,05–0,11 %, окиси титана – до 2,5 % [118].

Некоторые проявления представляют собой скиалиты (0,7–1 км × 0,3–0,5 км) среди древних гнейсогранитов. В скиалитах линзовидные магнетитовые кварциты тонкополосчатые, тела крутопадающие, малой мощности. Содержание железа общего в среднем 30–35 %, серы и фосфора – сотые процента.

В зоне Хани-Эвонокитской шовной структуры меридионального простирания обнаружены пункты минерализации магнетитовых кварцитов в ассоциации с гранат-салит-амфибол-магнетитовыми сланцами, приуроченных к образованиям борсалинской серии р. Эвонокит (IV-1-33). Мощность рудных пластов – 0,5–3,2 м. Содержание магнетита – 13–26 %. Содержание Fe_{общ.} – до 35 %.

Иногда вдоль течения р. *Атбастах* (V-1-31) в ассоциации с кварцитами, аналогичными в Ханинском месторождении, присутствуют сульфидно-магнетит-гематитовые и карбонатно-гематитовые залежи (мощностью до 92 м, протяженностью до 200 м), в которых помимо железа (Fe_{общ.} – 40 %, Fe_{маг.} – 40 %) установлены (%): Mn – до 0,05, Ni – до 0,002, Zn – до 0,02 [140].

Проявление Яслахское (IV-2-13) по строению и составу аналогично месторождениям Нелюкинское и Радужное, находится между ними и приурочено к тому же рудному горизонту.

Проявление р. Сред. Булгунняхтах (IV-4-41) в районе устья р. Сред. Булгунняхтах представлено пластообразным телом магнетит-гематитовых кварцитов мощностью 10 м, протяженностью 1200 м со средним содержанием общего железа 40,87 %, магнетитового 6,02 % [133].

Оруденение брекчиево-жильного типа, относящееся к *кремнисто-гематит-магнетитовой формации*, представлено одним рудопроявлением и тремя пунктами минерализации.

Проявление Базовское (IV-4-11) – кварциты верхнеалданской свиты содержат реликтовый магнетит (мощность первые метры, редко первые десятки метров, прослежены на 1–3 км), присутствует также гематит (мартит) в виде мелкой равномерной вкрапленности или в виде мономинеральных слоев мощностью от 0,1 до 2–3 см. В тектонических зонах гематит образует сложную сеть прожилков, цементирующих обломки кварцита. В зонах брекчирования гематит наблюдается в виде гнезд размером 5 × 20 см, редко до 1 м в поперечнике с содержанием общего железа 48,98 % [22].

Пункт минерализации Приразломное (V-4-6) представлен брекчированными породами борсалинской серии с многочисленными кварц-гематитовыми прожилками, образующими крутопадающую пластовую залежь протяженностью 1,8 км, мощностью 40 м. Содержание общего железа – 60–91,5 % [116].

Пункт минерализации Мюкете-Юрюэтэ (IV-1-30) представлен тонкими (до 1 см) прожилками гематит-полевошпатового состава в катаклазированных гранитах. Содержание (%): Fe_{общ.} – 67, серы – 0,19, Si₂O – 0,19 [110].

Бурые железняки отмечены среди обломочных пород жербинской свиты (Fe_{общ.} до 40 %), а также на контакте вендских доломитов и юрских песчаников р. Муркегу (IV-6-86) и содержат Fe_{общ.} 37,2 % [116].

Железные руды *титаномагнетитовой формации* имеют ограниченное распространение. На водоразделе р. Дырынмакит пункт минерализации (VI-2-14) приурочен к олигоклазитам Каларского массива. На водоразделе р. Ниректа в пункте минерализации (III-2-19) антофиллит-магнетитовые сланцы амнуннактинского комплекса содержат (%): Fe_{общ.} – до 30, никеля – до 0,1, кобальта – 0,03, хрома – до 0,3 [33].

Марганец имеет ограниченное распространение. В бассейне р. Олдонгсо (IV-1-26) в глыбах обнаружены марганценозные песчаники нижнего протерозоя с марганецсодержащим цементом. По результатам спектрального анализа, содержание Mn – 1 % [34].

Хром. В пределах листа известны три проявления *хромитовой формации* и один пункт минерализации. Проявление Водораздел Усу и Токко (IV-1-2) и пункт минерализации Правдинское (IV-1-4) выявлены в нижнем течении р. Олоннокон (левый приток Чоруоды) в юго-восточной части Угуйского грабена среди пород ханинской и кебектинской свит. Рудный минерал – тонкочешуйчатый волконскоит развивается по толще медистых песчаников, иногда в ассоциации с прожилками барита и кальцита. Содержание (%) в пункте минерализации Правдинское: волконскоита – 0,44–2,56, хрома – до 0,5, меди – до 0,01, бария – до 3, свинца – 0,02, марганца – 1. В единичных пробах содержание серебра – до 8,2 г/т [22].

Титан. Объекты изучаемой территории представлены двумя типами рудных формаций: титаномагнетитовой; титаноносных россыпей. Известно одно месторождение и 22 проявления титана.

Титаномагнетитовая формация. Малое месторождение Имэнээх (IV-4-32) представляет собой субвертикальное интрузивное тело метагаббро

площадью 0,45 км². Титаномагнетитовые руды вкрапленные, прожилково-вкрапленные массивные. Среднее содержание TiO₂ – 2,6%, V₂O₅ – 0,04%, Fe_{общ.} – 15%. Прогнозные запасы TiO₂ – 3,4 млн т, V₂O₅ – 52 тыс. т, железа – 19,5 млн т [117].

Оруденение широко проявлено в Каларском анортозитовом массиве. *Проявление Куранахское (V-1-58)* расположено в междуречье Куранах–Саикта. В геологическом строении проявления принимают участие лабрадориты, андезиниты, их переходные разности и габброиды олёкмо-каларского комплекса, нередко дайкообразные тела чарнокитов и гранитоидов. Развита процесс диафтореза, гранитизации, окварцевания, сульфидизации. Структура проявления определяется системой субширотных и северо-восточных нарушений. Рудная зона в южной части участка Куранах изучена четырьмя линиями магистральных канав. Простирается зона субширотное, контакт восточного фланга тектонический, на левом борту руч. Арбагастыр выклинивается. Падение зоны субвертикальное, северное (85°). В зоне вскрыты два тела с массивными рудами мощностью 25 и 32 м. Мощность всей зоны с вкрапленными рудами – 100–120 м, протяженность – 1500 м. Средние содержания для вкрапленных, густовкрапленных и массивных руд следующие (%): двуокиси титана – 5,86, 8,69, 13,61; пятиокиси ванадия – 0,21, 0,32, 0,69; железа магнетитового – 17,48, 21,61, 29,81; пятиокиси фосфора – 0,36, 0,8, 0,02. Рудная зона выделена на западе центральной части участка (северный склон горы Арбагастыр). Границы зоны условные, т. к. она представляет собой серию обособленных тел массивных руд мощностью в первые метры. Содержания двуокиси титана в таких телах высокие и достигают 20%. Протяженность зоны – до 1000 м, мощность области распространения тел массивных руд – 300–400 м. В магнитном поле зона выделяется группой линейно вытянутых аномалий слабой интенсивности (2000–3000 нТл); в электрополе – несколькими обособленными аномалиями интенсивностью 3–5%. Руды проявления – ильменит-магнетитовые [110].

Прогнозные ресурсы проявления Куранах: TiO₂ категории P₁ – 7820,7 тыс. т, категории P₂ – 195,1 тыс. т; железа магнетитового: категорий P₁ – 23853,6 тыс. т, P₂ – 355,4 тыс. т; V₂O₅: категорий P₁ – 2572,6 тыс. т, P₂ – 7,1 тыс. т [118].

Проявление Бол. Сэйим (V-1-63) расположено в бассейне р. Имангра, в приустьевой части руч. Большой Сэйим на его правом борту [110]. На большей части проявления развиты интенсивно динамометаморфизованные пироксен-плагиоклазовые породы с реликтами магматических структур, что позволило авторам отнести их к метагабброидам. Слабо метаморфизованные их разности в виде небольших изолированных выходов встречены за пределами проявления. Метагабброиды с новообразованиями других минералов встречаются главным образом в пределах рудоносных зон. Состав пород варьирует от лейкогаббро до меланогаббро (с преобладанием последних).

Промышленное оруденение локализовано в двух самостоятельных рудоносных зонах, имеющих форму крутопадающих залежей – Восточной и Западной. Простирается первой близмеридиональное, падение западное крутое; второй – северо-западное с крутым юго-западным падением. Зона Восточная вскрыта десятью канавными профилями; на профиле XVI пробурены три

глубокие скважины. Протяженность рудоносной зоны – до 1500 м, мощность – от 70 до 500 м (средняя – 280 м). Содержание двуокиси титана – от 3,0 до 25,4 % (среднее 8,45 %). Зона Западная пересечена тремя канавными профилями. Протяженность зоны – 1400 м, мощность – 250–380 м (средняя – 300 м). Содержание двуокиси титана – от 3 до 21,6 % (среднее – 9,04 %). Основными рудными минералами для всех типов руд являются ильменит и магнетит.

Прогнозные ресурсы по категории P_2 при бортовом содержании 5 % и минимально-промышленном 7 % составляют: 60,3 млн т двуокиси титана; 8,7 млн т пятиоксида фосфора; 0,93 млн т пятиоксида ванадия; 46,3 млн т железа магнетитового [118].

Проявления Горелый и Баюкит, расположенные в верховьях р. Тас-Юрях (VI-1-22, 25), представлены апатит-магнетит-ильменитовыми рудами вкрапленными, густовкрапленными массивными, которые образуют пласто- и линзообразные залежи в анортозитах. В виде примеси присутствует ванадий (0,03–0,05 % V_2O_5). Среднее содержание TiO_2 5–7 %. Прогнозные ресурсы TiO_2 по проявлениям 3,44 и 18,65 тыс т соответственно.

На комплексном проявлении Южное (VI-1-3) оруденение вкрапленного типа, руды бедные ильменит-магнетитовые. В правом борту р. Джелу установлено линзообразное тело массивных руд протяженностью 650 м, мощностью 17–40 м. Содержание TiO_2 во вкрапленных рудах – 2,09–4,81 %, железа магнетитового 0,70–4,76 %, в массивных рудах – TiO_2 – 5,01–17,67 %, железа магнетитового – 2,91–37,81 %. По данным спектрального анализа штучных проб, на участке Южный выявлено 28 точек с повышенным содержанием меди (до 0,8 %), кобальта, никеля, ванадия (до 0,8 %) и свинца.

Проявление Кюрэчи (VI-1-1) приурочено к андезинитам, лейкогаббро и пироксенитам. Выявлены три рудоносные зоны, сходные по морфологии и вещественному составу. Зону Северная (залежь мощностью до 350 м, протяженностью до 700 м) слагают следующие типы руд: 1) вкрапленные апатит-магнетит-ильменитовые руды с содержанием TiO_2 – до 6,5 %, P_2O_5 – до 9,9 %; 2) массивные и густовкрапленные руды среди вкрапленных с содержанием TiO_2 – до 8,6 %, P_2O_5 – до 8,05 %; 3) прожилково-вкрапленные ильменит-магнетитовые руды в габбро-пегматитах с содержанием TiO_2 – до 6,76 %, P_2O_5 – до 6,76 %, V_2O_5 – 0,1 %; 4) жилы с ильменит-ильменомагнетитовой минерализацией массивной текстуры с содержанием TiO_2 – до 24,76 %, V_2O_5 – до 0,41 %. Зона Центральная протяженностью 900 м, шириной до 400 м аналогична зоне Северная, но отличается интенсивным диафторезом и отсутствием четвертого типа руд. В зоне Правобережная (протяженность – до 3 км, мощность – до 450 м) выявлены только вкрапленные апатит-магнетит-ильменитовые руды (TiO_2 – 2,28–6,16 %, P_2O_5 – 0,76–3,24 %) [118].

Проявление р. Арбагас (VI-1-7) представлено убогими вкрапленными рудами среди андезинитов, лабрадоритов, габброноритов. Текстура руд пятнистая, структура неравномернозернистая. Строение рудного поля блоковое. По данным разведочных работ, были оконтурены две рудоносные зоны. Одна мощностью до 600 м, протяженностью до 3 км с содержанием TiO_2 не более 2 %. В ее составе выявлено тело массивных ильменит-магнетитовых руд мощностью до 6 м и протяженностью первые десятки метров. Содержание

(%): TiO_2 – 15–18, P_2O_5 – 0,02–0,8, V_2O_5 – 0,42–0,8. Вторая зона протяженностью до 3–5 км сложена убогими рудами. Содержание TiO_2 – не более 2 %. Среди этих руд встречены отдельные тела массивных среднезернистых ильменит-магнетитовых руд мощностью 0,1–0,4 м, протяженностью до первых десятков метров с содержанием TiO_2 – 18,5 %, V_2O_5 – до 0,6 %.

Проявления Водораздельное (V-1-52), Балталах (V-1-56), Куранахское (V-1-58), Бол. Сейим (V-1-63), Баюкит (VI-1-25) и др. имеют сходное строение и состав. Содержания TiO_2 – 3–7 %, редко до 16–18 %, V_2O_5 – 0,01–0,7 %.

Метамагматическими в до- и позднекладчатых габброидах являются пункты минерализации: Подгорное (V-4-1) апатит-ильменит-магнетитовые тела, содержащие (TiO_2 – 5 %, Ni – 0,1 %, Co – 0,02 %, Cu – 0,03 %); Ср. Унгра (VI-4-3) ильменитовые в телах мощностью 3–5 м, содержащие (TiO_2 – 1 %, V_2O_5 – 0,03–0,1 %, Cr – 0,03–1,0 %, Ni – 0,1–0,3 %, Co – 0,03–0,1 %) [22].

Формация титаноносных россыпей. Тип кайнозойских комплексных россыпей. Кайнозойские россыпи являются: а) собственно ильменитовыми (ильменита до 10–25 кг/м³) в проявлении (II-5-5; II-1-1; III-3-3, 12; III-5-41) [138]; б) циркон-ильменитовыми (циркона – до 1 кг/м³, ильменита – до 6 кг/м³) в проявлении (IV-4-18); в) циркон-монацит-ильменитовыми (циркона – 0,2 кг/м³, монацита – 1 кг/м³, ильменита – до 16 кг/м³) в проявлении (III-6-100).

Ванадий. В качестве полезной примеси в объемах, достигающих значений месторождений, ванадий присутствует в составе руд различных месторождений и проявлений, особенно титановых (см. разд. «Титан»). Самостоятельные месторождения и проявления его не обнаружены. Пункты минерализации и ореолы рассеяния связаны с различными образованиями.

Пункты минерализации (III-6-91, 92) представлены окварцованными свинец-цинксодержащими доломитами (V_2O_5 – 0,1 %, Pb – 0,3 %, Zn – 0,3 %); высокоглиноземистые гнейсы иенгрской серии содержат V_2O_5 – 0,1 % проявление (IV-4-30); метагабброиды (V_2O_5 – до 0,12 %) нижнего архея (VI-5-49); гнейсограниты (V_2O_5 – 0,1 %, Co и Ni – по 0,02 %) нижнего протерозоя (VI-1-25); в каларском комплексе – меланогаббро (V_2O_5 – 0,3 %, Zn и Ni – по 0,01 %, Co – 0,006 %) в пункте минерализации (VI-1-7) [118].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. В западной части площади выявлено 10 проявлений меди и 22 пункта минерализации, которые представлены тремя типами рудных формаций: медистыми песчаниками и сланцами, медно-кварц-сульфидной, медно-эпидотовой.

Объекты, относящиеся к **формации медистых песчаников**, связаны с нижнепротерозойскими отложениями.

Проявление Чародоканское (III-1-24) состоит из двух горизонтов медистых песчаников. Нижний приурочен к правдинской свите чаруодинской серии, где рудоносные пачки (от 3–4 до 40 м) представлены кварцевыми песчаниками известковистыми пирит-халькопирит-борнитовыми. Длина залежи – до

7 км, содержание меди – 0,78 %, прогнозные ресурсы Cu – 0,16 млн т, Au – 1,9 т. Верхний горизонт сложен двумя пластами халькопирит-борнит-халькозиновых песчаников кебектинской серии. Средняя мощность рудоносных пластов 4 и 19 м, протяженность соответственно 95 и 130 км, содержание меди – 3,92 %. По всем проявлениям на площади 216 км² прогнозные ресурсы составляют: Cu – 2,61 млн т (из них 1,16 млн т по категории P₁), Au – 15,1 т, Ag – 5632 т. Выше по разрезу кебектинской серии (на 650 м мощности) прослеживаются линзы вкрапленных пирит-халькопиритовых руд в серых песчаниках, реже – в гравелит-песчаниково-аргиллитовых слоях [78, 147].

Проявление Среднее (III-1-27) представлено тремя горизонтами песчаников кварцевых полимиктовых, иногда с карбонатным цементом, которые содержат вкрапленность пирита, халькопирита, азурита, малахита. Содержание меди – 0,42–0,48 %, редко – 1 %.

Проявление Олоннокон на правом водоразделе р. Олоннокон (IV-1-5) является комплексным золото-железо-меднорудным. Оно сложено песчаниками и доломитами чаруодинской и кебектинской серий. Эти отложения содержат рассеянную вкрапленность пирита и примазки малахита. Оруденелые породы прослежены на 1100 м, видимая мощность – 7 м. Среднее содержание меди – 0,01 %. Здесь же гематитизированные песчаники содержат 1,2 г/т золота [148].

В Хани-Субганском районе в отложениях бытыгырской серии установлены два проявления и один пункт минерализации меди. На *проявлении Сивакан* (V-1-7) обнаружены кварцитопесчаники и доломиты намсалинской свиты с аномальным содержанием меди. Медистые песчаники встречены на трех участках на площади 1,5 км². По данным химического анализа штуфов, содержание меди в них 0,04–0,6 %, по данным спектрального анализа сколков – от 0,15–0,8 до 1 %.

На *левобережье руч. Ыстынах* (V-1-29) метапесчаники станнахской свиты бытыгырской серии содержат признаки медного оруденения. По данным спектрального анализа 18 сколковых проб, содержание меди в них 0,02–0,7 %, по данным химического анализа – 1,16 % [140].

Зона дробления и милонитизации в биотит-амфиболовых кристаллосланцах на *проявлении Сивакан* (V-1-7) содержит меди 0,5 % и германия 0,2 % в двух пробах из 100. В верховьях р. Налстах-Балдыдыкин на *проявлении Среднее* (III-1-27) обнаружены глыбы катаклазитов с обильной вкрапленностью сульфидов и медной зеленью. По данным спектрального анализа штуфа оруденелого катаклазита, содержание меди – 0,5 %, цинка – 0,1 %. Химический анализ этих пород показал 0,7 % меди [22].

Проявления ***медно-кварц-сульфидной формации*** имеют также широкое распространение. *Пункт минерализации р. Хохолло* (IV-2-35) связан с процессами мезозойской гидротермальной деятельности и относится к золото-малосульфидно-кварцевому типу. Оно расположено на водоразделе рек Иенгра и Сред. Ларба. Содержание меди в кварцевых жилах проявления составляет 0,1 % [143].

В зоне Намсалинского сброса выявлено *проявление Ярогу* (IV-4-26) – брекчированные и гидротермально измененные кремнистые доломиты и тон-

козернистые песчаники, в которых трещины выполнены кальцитом и кварцем с примазками малахита. Содержание меди в доломитах, по данным химического анализа, – 0,25 %. Песчаники с рудной вкрапленностью в цементе и по трещинам содержат 0,5 % меди [22]. Здесь также вскрыты сульфидизированные метасоматические образования мощностью 5 м, протяженностью 850 м, содержащие 0,1–0,13 % меди, по данным бороздowego опробования [36].

В комплексном медно-железородном месторождении железа Сиваглинское (IV-6-73) в железородных залежах и во вмещающих породах в виде вкрапленности, гнезд, тонких прожилков присутствуют сульфиды меди, реже – ее окислы и самородная медь. Рудные минералы – халькопирит, халькозин, ковеллин, реже борнит, куприт, тенорит, малахит, хризоколла. Среднее содержание меди в железных рудах – 0,83 %. Балансовые запасы в блоках магнетитовых и полумартитовых руд, требующих обогащения, составляют 71,5 тыс т по категории С₁. Руды легко обогащаются при флотации с получением концентрата с содержанием меди 21,5–27,5 %, при извлечении 75–85 % [116].

В пункте минерализации р. Алдан (IV-4-22), расположенном на водоразделе р. Холодникан и руч. Лесной, содержания меди до 0,04–0,1 % отмечается в сульфидизированных основных породах раннепротерозойского унгринского комплекса. Кроме того, в минерализованных основных породах наряду с медью присутствует никель в количестве до 0,012 % [143].

С позднеархейскими ортосланцами связаны зоны сульфидизации в проявлении Зональное (V-1-23), содержащие Cu – до 1 %, Pb – до 0,5 %, Zn – до 1 %.

В пункте минерализации Оннорохское (III-1-13) в контакте долеритов, пронизанном сетью кварцевых прожилков с доломитами намсалинской свиты, отмечена вкрапленность пирита, халькопирита, малахита. Мощность зоны – 1,5 м, протяженность – 60 м. Содержание меди – 0,2–0,5 %. В песчаниках и конгломератах всяческого бока силла долеритов отмечается согласное кварцевое прожилкование на мощность 0,8 м (Cu >1 %, Mo – 0,01 %, Ag – 0,01–0,02 %).

В проявлении Оллонокон (IV-1-5) песчаники кебектинской свиты в приконтактной зоне (площадь 1,5 км²) двух параллельных даек раннепротерозойских габбро содержат до 0,3 % меди.

В проявлении (V-1-29) сколковые пробы зоны контакта метадиабазов куранаханского комплекса и нижнепротерозойских песчаников показали содержание меди 0,03–1 %.

В пункте минерализации р. Верх. Кобас (V-2-20) содержание меди – до 4 %, серебра – до 0,003 %, висмута – до 0,02 % [127].

В зоне разлома среди отложений бытыгырской серии известен пункт минерализации р. Олдонго (IV-1-27) с содержанием меди 0,01–0,04 % [148].

К зоне Тарын-Темулякитских разломов приурочен ряд минерализованных зон, в том числе среди верхнеархейских образований.

Пункт минерализации р. Дагды (V-2-6) приурочен к измененным амфиболовым сланцам и железистым кварцитам, содержащим примазки малахита и азурита. В тонких прожилках кварца установлены сульфиды: пирит, борнит,

халькопирит. Содержание меди, по данным штуфного и бороздового опробования, – 0,1–0,22 %.

В пункте (V-1-6) микроклиновые метасоматиты борсалинской серии содержат обильную тонкую вкрапленность и прожилки сульфидов. На водоразделе рек Олдонгсо и Хохолло (IV-2-35) отложения темулякитской свиты борсалинской серии окварцованы и сульфидизированы. Содержание меди – 0,15–0,5 %, цинка – до 1 %, мышьяка – до 1 %. По данным пробирного анализа, оруденелые породы содержат 0,1–0,2 г/т золота и 2,5–14,8 г/т серебра [22].

Катаклазированные сульфидизированные породы Каларского массива (VI-1-6, 10, 14) содержат (%): меди – 0,1–0,2, никеля – 0,02–0,03, кобальта – 0,004–0,02, цинка – до 0,02.

Катаклазиты биотит-кварц-полевошпатового состава пункта минерализации Перевальное (V-1-8), по данным двух проб из 50, содержат меди – 0,5 %, молибдена – 0,08 %, серебра – 0,002 %.

В пункте минерализации (VI-5-32) кварцевая жила (3 м) протяженностью 30 м в диафторированных гнейсах содержит Cu – 1 %, Au – 1 г/м³. В 170 м от нее диафториты сильно сульфидизированы и содержат Cu – 1 % [22].

Многие пункты минерализации, связанные с жилами кварца (III-5-3, VI-3-36, VI-4-1), представлены развалами глыб жильного кварца с незначительной сульфидизацией и примазками малахита и азурита, мощность жилы – 20 м, а содержание меди – 0,11–0,3 % [22].

На проявлении *р. Лев. Верхний Беркакит* (VI-5-32) кристаллосланцы секутся кварцевой жилой мощностью 3 м, протяженностью 30 м. Жила содержит рассеянную вкрапленность сульфидов (Cu – 1 %). В 175 м от нее в сульфидизированных диафторитах содержание меди – до 1 %.

Пункт минерализации меди р. Нижняя Ларба (VI-4-33) связан с зоной карбонатизации, пропилитизации и окварцевания в милонитизированных гнейсах и дайках гранит-порфиров мезозоя. Здесь обнаружены кварцевые прожилки с сульфидной минерализацией. Содержание меди в штуфах из прожилков – 2 % [22].

Пункт минерализации в верховьях руч. Новый (III-6-64) связан со щебнем скарнов и окварцованных вендских доломитов с галенитом, малахитом, пиритом, халькопиритом.

По *р. Верх. Сирик* (VI-3-35) обнаружены отдельные глыбы массивных халькопирит-борнитовых руд вблизи сульфидизированных даек монзонитов тындинско-бакаранского комплекса. Содержание меди в рудах – 6,4 %, молибдена – 0,2 % [22].

Медно-эпидотовая рудная формация.

В катаклазированных отложениях тунгурчинской серии медная минерализация обнаружена в проявлении *р. Тунгурчакан* (V-2-10) среди биотитовых микрогнейсов и тремолит-карбонатно-кварцевых микросланцев с прожилками сульфидов (зона мощностью 5–8 м, протяженностью 800 м; Cu – 0,02–0,4 % [127].

Свинец. Известны три проявления и четыре пункта минерализации свинца двух рудных формаций: ***свинцово-цинковая жильная и свинцово-цинковая скарновая.***

Проявление Буркат (VI-4-32) связано с меловыми граносиенит-порфирами и гранитами, прорывающими фундамент. Установлено четыре линзообразных сульфидных тела мощностью до 10 м сложного строения. Их центральная часть сложена массивными кварц-сульфидными рудами мощностью 0,2–0,3 м, переходящими в прожилковые и полосчатые, сменяющиеся минерализованными метасоматитами и кварцевыми прожилками. Состав рудных минералов (%): пирит – 65, сфалерит – до 10, галенит – 5, халькопирит – 3. Содержание в рудах свинца – 1 %, цинка и меди – до 6 %, серебра – до 36 г/т, золота – 0,3 г/т, молибдена – до 0,02 %, вольфрама – 0,002 %. Проявление рекомендовано для разведки на производство серной кислоты [22].

Часть пунктов минерализации свинца связана с кварцево-галенитовыми жилами в поле развития глубокометаморфизованных архейских пород по рекам Алдан, Чако, Олёкма (VI-2-10, VI-5-19, VI-4-11). Их мощность не превышает 1,5 м, содержание свинца – 1 % [22].

В полях развития протерозойских образований установлено *проявление р. Тунгурчакан (V-2-30)* и точечные металлотметрические ореолы рассеяния свинца приурочены к экзоконтакту Тасского массива сиенитов, где в зоне разлома среди фенитов найдены развалы глыб жильного кварца с гнездами и трещинами, выполненными галенитом. Содержание свинца, по данным штупфного опробования, 0,001–1,0 %, серебра – до 0,08 %, висмута – до 0,1 % [22].

Редкие кварцевые жилы, связанные с мезозойскими сиенитами, сиенит-порфирами, эгириновыми сиенитами, обнаружены в пункте минерализации р. Уэся-Олонгит (III-1-8), на проявлении железа Дорожное (IV-5-46). Их мощность 1–1,5 м, содержание свинца – до 0,3, редко 1 %, по данным спектрального анализа [22].

Цинк. Месторождений цинка на площади не обнаружено. В большинстве случаев цинк устанавливается совместно со свинцом, но иногда образует собственно цинковые проявления и пункты минерализации.

По правому борту р. Нюкжа (VI-3-40) среди биотит-амфиболовых гнейсов установлены зоны мезозойских пропилов площадью $200 \times 0,5$ м с рудной минерализацией (Zn – 0,8 %, Pb – 0,1 %, Au – 0,05 %) [22].

В ходе точечного литохимического опробования в пунктах (IV-3-32; IV-4-20) установлено, что биотит-амфиболовые и амфибол-диопсидовые гнейсы содержат цинка от 0,1–0,8 до 1 % [133, 22]. На водоразделе ручьев Крохалиный и Сосновый (V-1-12) в верховьях р. Тумумур установлен точечный металлотметрический ореол цинка [22].

Никель, кобальт. Выявлено одно месторождение, девять пунктов минерализации и шесть геохимических и металлотметрических аномалий. По уровню изученности этих объектов недостаточно данных для их полной типизации.

С верхнеархейскими метагабброидами бурпалинского комплекса связано одно среднее месторождение и много пунктов минерализации.

Среднее месторождение никеля, кобальта Бурпалинское (V-4-14) приурочено к западному контакту расслоенного тела пород основного состава позд-

неархейского возраста. Оруденение приурочено к трем телам перидотитов и вмещающим их породам и представлено халькопирит-пирротиновой с пентландитом минерализацией прожилково-вкрапленного типа. Участками зафиксированы сплошные брекчиевые руды. Повсеместно присутствует магнетит, часто в сростании с пирротинном, и наложенный пирит по трещинам. Иногда отмечается магнетит-марказит-пиритовый агрегат, развивающийся по пирротину. Содержание никелистого пирротина в рудах – от 3–5 до 20–25 %. Из трех тел перидотитов (мощностью 100, 60, 30 м) концентрированное оруденение связано с двумя первыми. Основной тип руд в них густовкрапленный с содержанием пирротина 15–20 %, в краевых частях 5–10 %. С глубиной содержание пирротина возрастает, и густовкрапленные руды переходят в прожилково-вкрапленные. В сплошных брекчиевых рудах содержание рудных минералов – 70–80 %. Максимальное содержание никеля – 1 %, окиси кобальта – до 0,016 %. Запасы оруденелых тел перидотитов по двум телам – 67 400 т.

Месторождение железорудное Сиваглинское (IV-6-73) является комплексным, так как здесь установлено повышенное содержание кобальта в железных рудах (см. разд. «Железо»). Из кобальтсодержащих минералов в них содержится пентландит, но большая часть кобальта, по-видимому, заключена в виде изоморфной примеси в других минералах. Среднее содержание кобальта для всех типов железных руд – 0,016%. Забалансовые запасы кобальта по блокам железных руд, требующих обогащения, составляют 1,5 тыс. т [22].

Рудопроявление Мекю-Салинское (V-1-19) приурочено к телу метагаббро (мощность – 10 м) протяженностью 25 м с содержанием Ni – 1,0 %, Co – 0,03 %, Cr – 0,1 %, по данным сколкового опробования [140].

С породами Каларского массива связаны десятки пунктов минерализации, из них самые крупные – р. Имангракан (V-1-50) в котором рудное габбро содержит (%): никеля – 0,2–0,3, кобальта – 0,01–0,03, меди – до 0,04, цинка – до 0,02, фосфора – до 0,1; габбро руч. Укурум (VI-2-12) содержит (%): никеля – 0,04, кобальта – 0,01, марганца – 0,1.

В нимырьской свите флогопит-пироксеновые ортосланцы на водоразделе ручьев Джеваскит–Мал. Аян (III-6-97) содержат (%): Ni – 0,1, Co – 0,1, Cr – 0,1, Sn – 0,005, Mo – 0,01 [22]. В карьере глыбы гидротермально измененных катаклазированных аляскитовых гранитов вишнево-красного цвета содержат никеля – 0,1 %, кобальта – 0,01 % [22]. В верховьях правого притока р. Юс-Кюэль обнаружена дайка микродиоритов, секущая мангериты (V-1-53) с содержанием (%): никеля – 0,03, кобальта – 0,01, меди – 0,01, цинка – 0,01 [118].

Пункты минерализации выявлены в точках (V-1-11) в метабазитах (Ni – 0,1–0,5 %, Cu – 0,5 %, Bi – 0,002 %, Ag – 0,001 %) [140]; в точке (IV-1-15) в тремолит-серпентиновом ортосланце (Ni – 0,3 %, Co – 0,005 %) [140]. Точечные металлометрические ореолы (IV-2-9) связаны с метапироксенитами и метагаббро верхнего архея (Ni – 0,1–0,54 %, Co – 0,01 %; Zn – 0,01 %; (IV-6-13) связан с ортосланцами федоровской серии (Ni – 1,0 %).

Кобальтоносные бурожелезняковые шляпы, возможно, зон окисления сульфидной минерализации, известны в Молбинском районе у Жуинских разломов.

Несколько аномалий и пунктов связано с юрско-меловым магматизмом. Катаклазиты кварц-милонитовые (III-6-43) содержат Ni – 0,01 %, Co – 0,01 %; ореолы рассеяния никеля, молибдена и серебра (IV-5-47) превышают фоновые в 10–50 раз; гидрохимический ореол (II-3-5) содержит 1,1 гамма/л, Zn – до 14,1 гамма/л.

Молибден. Широко распространенная минерализация молибдена представлена одним месторождением, 14 проявлениями и многочисленными пунктами минерализации. Выделяется четыре типа рудых формаций: молибденовая грейзеновая, молибденовая апогранитовая, молибденовая скарновая, молибденовая кварцевая грейзеновая и березитовая.

Оруденение молибденовой грейзеновой формации. В пределах площади известно месторождение молибдена Турукское-II (III-6-28), которое расположено в долине руч. Турук, левого притока р. Якоцит и состоит из двух участков: на правом берегу руч. Радостный и на правом берегу руч. Гремучий, являющихся правым и левым притоками руч. Турук, соответственно. На месторождении выделены два типа оруденения: жильный (правый берег руч. Гремучий) и прожилково-вкрапленный или штокверковый (устье руч. Радостный). Первый тип оруденения представлен серией сложных, невыдержанных по мощности и простирацию кварц-сульфидных жил, залегающих в основном в доломитах юдомской серии, реже в докембрийских образованиях фундамента. На участке прослежены 27 жил протяженностью от 14 до 487 м и мощностью от нескольких см до 0,5 м. Простираение жил северо-западное. Минералогический состав жил следующий: кварц, молибденит, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, флюорит и минералы зоны окисления, главным образом лимонит. Изменение боковых пород выражается в слабой сульфидизации. Молибденит содержится в виде бедной вкрапленности в кварце. Содержание его колеблется от следов до 0,4 %. Оруденение весьма неравномерное. С глубиной мощность жил резко уменьшается. По наиболее крупным и детально разведанным жилам № 1 и 2 подсчитаны запасы молибдена в количестве 7,1 т при среднем содержании молибдена 0,032–0,084 %.

Второй тип оруденения на правом берегу руч. Радостный представляет собой штокверк в сиенитах. Штокверк выражен беспорядочной сетью кварцевых прожилков с рассеянной вкрапленностью молибденита. Мощность прожилков достигает 0,5–1 см, очень редко 0,1–0,2 м. Кроме того, молибденит образует мелкие гнезда и тонкодисперсную вкрапленность в сиенитах. Простираение прожилков северо-западное, падение чаще северо-восточное, под самыми различными углами. Оруденение оконтурено на площади 20,5 тыс. м². Содержание молибдена колеблется от следов до 0,09 %, при среднем содержании 0,024 %. Запасы его составляют 271 т. По генезису молибденовое месторождение относится к среднетемпературному гидротермальному типу. Подсчитанные запасы отнесены к забалансовым [110].

С амутским комплексом гранитов связаны три пункта минерализации в долине р. Джалтунда (IV-4-29) и один в долине р. Буричэ (IV-4-47). В этих пунктах установлена рассеянная вкрапленность и мелкие гнезда (до 1 см) молибдена, а его содержание – 0,006–0,037 % [133, 22], на руч. Голубичный

(IV-3-24) содержание молибдена и масштабы оруденения незначительны, обычно это редкие глыбы с редкой вкрапленностью молибденита.

В *пункте минерализации в верховьях р. Тох-Тохамакит* (VI-1-21), среди гнейсовидных гранитов установлена зона метасоматической проработки мощностью 20 м. В ее центральной части участки шириной 1–10 м выполнены метасоматитами биотит-кварц-калишпатового состава, сульфидизированными, эпидотизированными, хлоритизированными. Рудные минералы – молибденит, магнетит, пирит, халькопирит. Содержание молибдена – 0,005–0,05 % [22].

Проявление Охок (VI-1-38) сложено биотитовыми гнейсами становой серии свиты, прорванными жилами аплитовидных гранитов, пегматитов, кварцевыми жилами и диорит-порфирами мезозоя, приуроченными к зоне крупного субширотного разлома. Рудные тела представлены главной сульфидно-кварцевой жилкой (0,5–3,5 м) протяженностью 140 м, идущей вдоль разлома, и мелкими кварцевыми жилами. Вкрапленность молибденита наблюдается в самой жиле и в зальбандах; наибольшая концентрация его зафиксирована в местах пересечения главной жилы с оперяющими ее субмеридиональными зонами дробления. Среднее содержание молибдена (химический анализ) в руде – 0,2 %.

В непосредственной близости от проявления обнаружены участки с оруденением штокверкового типа, локализующиеся в местах пересечения серии субширотных нарушений с субмеридиональным разломом. Здесь минерализация связана с серией тонких (до нескольких сантиметров) ветвящихся кварцевых и сульфидно-кварцевых прожилков, гнезд и линз с вкрапленностью пирита. По данным химического анализа штуфных проб на мощность 20–40 м, содержание молибдена 0,04–0,08 %. Вдоль зоны разлома отмечаются ореолы рассеяния молибдена протяженностью до 1,5 км с содержанием его до сотых долей процента [22].

Проявление Ледяное (VI-3-19) представляет собой шток гранит-порфиров площадью 170×200 м, прорывающих монцодиориты тындинско-бакаранского комплекса и прорванный дайками сиенит-порфиров. Рудная минерализация установлена в экзоконтакте штока в пропилитизированных монцодиоритах. Выделяется три типа руд: ***пирит-кварцевые жилы с молибденитом, березиты с полисульфидным оруденением, гранит-порфиры с полисульфидной минерализацией.*** В составе руд отмечены пирит, молибденит, сфалерит, халькопирит, галенит, ковеллин, церуссит, англезит, плюмбоярозит, халькозин, пирротин, рутил [22].

На *проявлении Фланг* (VI-4-25) в штоке граносиенит-порфиров, прорванном дайками сиенит-порфиров, установлены две зоны густого мелкопрожилкового окварцевания северо-восточного простирания в 250 м друг от друга мощностью до 30 м, протяженностью до 300 м. По периферии зон развития – катаклазиты. В рудных прожилках отмечены молибденит, халькопирит, магнетит. По результатам спектрального анализа, в зонах содержание молибдена – до 0,2 %, серебра – до 80 г/т, свинца – 0,4 %, цинка – до 0,15 %, золота – до 0,04 г/т. Прогнозные ресурсы молибдена по категории Р₃ на глубине 100 м – 7,2 тыс. т [22].

Проявление Олёкминское (IV-2-29) представляет собой крутопадающие линейные зоны сульфидно-кварцевых жил неустановленных параметров. Содержание молибдена – 0,01–0,3 %, вольфрама – 0,003 %.

Проявление р. Чубачи (VI-5-51) расположено на левом берегу р. Иенгра ниже устья руч. Амнуначи и приурочено к жиле пегматитов, содержащих ортит, монацит и молибденит [143].

Объекты *молибденовой апогранитовой формации* относятся к мезозойскому возрасту, представлены проявлениями и многочисленными пунктами минерализации.

Комплексное проявление Огорус расположено на левобережье р. Олёкма (V-2-3) на площади Тунгурчинского месторождения редкометалльных пегматитов. Здесь горизонт кварцитов и карбонатных пород прорван кварцевыми жилами и пегматитами на площади 1300×200 м. Содержание (%): молибдена – 0,002–1, вольфрама – 0,003–0,5, меди – до 0,2. Подобное проявление установлено в нижнем течении р. Хани (V-1-36) [127, 147].

Появление Наледное (V-2-14) занимает площадь 3,6 км², где выявлено 35 кварц-полевошпатовых жил и пегматитов линзообразной формы мощностью 0,2–4 м, протяженностью 15–300 м, прорывающих породы тунгурчинской толщи. С ними связана молибденовая и редкометалльная минерализация. В одной из жил (протяженностью 100 м, мощностью 0,5 м) молибденит образует неравномерную мелкогнездовую вкрапленность. Содержание молибдена – 1 %, прогнозные ресурсы его по категории P₃ – 18 тыс. т. Содержание редких элементов (%): Ta₂O₅ – 0,014, Nb₂O₅ – 0,028; BeO – 0,014; Li₂O – 0,007; Sn – 0,004. Прогнозные запасы (т): Ta₂O₅ – 350, Nb₂O₅ – 700, BeO – 350 [127, 147].

Пункт минерализации Дурынча (VI-2-25) сложен порфиroidными гранитами, прорванными дайками гранит-порфиоров, приуроченных к серии сближенных разломов восточно-северо-восточного простирания, в одном из которых выявлена зона гидротермального изменения гранитов с большим количеством тонких (до 3–5 см) кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилков с сульфидной минерализацией. Мощность зоны оруденения – 5–10 м, протяженность – 300 м. Содержание молибдена в штуфных пробах, по данным спектрального анализа, – от 0,006 до 0,1 % [22].

В пунктах минерализации (VI-2-21, 23, 24) установлены молибденоносные кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы (до 1 м) в сходной геологической ситуации. По данным химического анализа штуфной пробы из пункта VI-2-18, содержание молибдена – 0,38 %.

Пункты минерализации (III-6-74; VI-1-41, 42, 43) связаны с сиенитами, граносиенитами, представлены глыбами этих пород с редкой вкрапленностью молибденита в них (Mo – 0,01–0,06 %) [147].

В западной части региона в области широкого развития докембрийских ультраметагенных гранитов установлены пункты минерализации, связанные с ними (V-1-13). Участками граниты милонитизированы, катаклазированы, альбитизированы, серицитизированы, иногда эти участки достигают значительных размеров (ширина 700 м, протяженность 2,5 км, чаще первые или десятки метров. Содержания молибдена чаще 0,05 % и менее, иногда до

0,4 %. В восточной части региона (IV-6-16) граниты аляскитовые и их катаклазированные разности содержат вкрапленность чешуйчатого молибденита.

Во многих местах (III-5-19; IV-2-2; IV-3-24 и др.) обнаружены молибденоносные биотитовые пегматиты с редкими чешуйками, отдельными кристаллами и гнездами (до 4 см в поперечнике) молибденита. В некоторых случаях (IV-3-24) в этих пегматитах устанавливается повышенное содержание редких земель.

Молибденовая скарновая формация. Проявление гольца Паленый (III-6-41) представлено молибденитовым оруденением, приуроченным к скарновой зоне небольшого штока субщелочных сиенитов, содержащих жилы граносиенитов, аплитов. Молибденовая минерализация (Mo – 0,007–0,2 %) носит прожилково-вкрапленный характер.

Проявление Булгунняхтахское (IV-4-39) приурочено к магнезиальным скарнам и скаполит-диопсидовым метасоматитам, прорванными жилами гранитов. Мощность залежей – первые метры, протяженность – 100 м. Молибденит в скарнах образует рассеянную, редко гнездовую вкрапленность и сопровождается пиритом, пирротинном. Содержание молибдена в бороздовых пробах 0,33–0,39 %, в штуфных – до 0,61 %. Прогнозные ресурсы молибдена на глубину 300 м по категории P₃ оцениваются в 4,5 тыс. т.

Объекты молибденовой кварцевой грейзеновой и березитовой формации.

В пункте минерализации (IV-2-2) молибденовая минерализация приурочена к кварцевым жилам с убогой сульфидной минерализацией (пирит, молибденит) и относится к гидротермальному молибденовому типу. Содержание молибдена в жилах составляет 0,005–0,01 % [93].

В пункте минерализации (III-1-7) в эндоконтакте дайки сиенит-порфиров с плагиогранитами архея наблюдается мелкая сеть кварцевых прожилков с содержанием (%): Mo – 0,01, Ag – 0,01, Pb – 0,01 [127]. Пункт минерализации (IV-5-25) представлен зонами брекчий северо-восточного и северо-западного простирания протяженностью 300–600 м. Содержание молибдена в штуфных пробах – 0,005–0,3 %, по бороздовому опробованию – редко до 0,003 % [147].

Шлиховые ореолы установлены в бассейне руч. Киенг-Юрях (II-4-13), где молибденит имеет знаковые содержания. Гидрохимические ореолы по долине рек Амга, Угут (II-5-1, 2, 3) содержат молибден в виде следов в подземных водах. В бассейнах рек Чильчи (VI-3-51; VI-4-21), Ниж. Ларба, Ларбачана установлены металлотрические ореолы, незначительные как по площади (<2 км²), так и по содержанию молибдена – десятитысячные доли процента [22].

Вольфрам. На территории листа выявлены одно проявление и два пункта минерализации, два россыпных проявления **формации вольфрамоносных россытей** и одна точечная аномалия.

Установлены проявления шеелита в россыпях по долинам рек Денгсинг (III-2-4), руч. Крутой (VI-3-8), а по левому притоку р. Чильчи в шлихах установлены знаки шеелита и вольфрамита.

Пункт минерализации на склоне правого водораздела р. Алдан (VI-4-15). В коренном выходе амфиболовые кристаллосланцы послойно инъецированы

мелкозернистыми биотитовыми гранитами и кварц-полевошпатовыми жилами и дополнительно прорваны среднезернистыми биотитовыми гранитами, в эндоконтакте которых встречена маломощная секущая жила пегматитов. По данным спектрального анализа штуфной пробы, она содержит (%): вольфрама – 0,3, олова – 0,3, церия – 0,1, лантана – до 0,3, хрома – 1,3, никеля – 0,01.

Пункт минерализации на левом берегу р. Нюкжи (VI-3-37) в зоне катаклаза и пиритизации (мощностью 0,5 м) по амфиболитам взяты минералогические пробы, в которых установлен шеелит до 60 г/т, знаки галенита, сфалерита, молибденита.

В сланцах в бассейне р. Леглиер имеются находки шеелита и молибдошеелита.

В верховьях правого притока Олёкмы – руч. Яслах (IV-2-14) установлен точечный металлометрический ореол с содержанием вольфрама – 0,15 %, молибдена – 0,002 %.

Олово. Установлено одно проявление оловорудной *пегматитовой формации*, три пункта минерализации, связанных с гранитоидами, зонами грейзенизации и пегматитами как позднего архея, так и раннего протерозоя, и два геохимических ореола.

Два сближенных комплексных проявления олова, тантала, ниобия установлены по р. Олёкма (V-2-1). В одном случае это альбит-микроклин-кварцевая жила мощностью 6 м, протяженностью 40 м, секущая двуслюдяные сланцы. Она содержит Ta_2O_5 – 0,002 %, Be_2O – 0,006 %. В другом – жила пегматитов протяженностью 150 м, секущая кварциты и двуслюдяные сланцы тунгурской серии. Пегматиты содержат (%): Sn – 0,01, Ta_2O_5 – 0,004, Nb_2O_5 – 0,003, Be_2O – 0,008, LiO – 0,01, Rb_2O – 0,024, Cs_2O – 0,0016 [127].

На *водоразделе ручьев Крутой и Тур (IV-6-76)* установлены катаклазированные биотит-амфиболовые кристаллосланцы федоровской серии, инъецированные аляскитовыми гранитами. В них, по результатам штуфной пробы, содержание олова – 5,8 %, молибдена – 0,21 %. В 1,4 км ниже устья руч. Тур в шлиховых пробах отмечены знаки касситерита. В вершине р. Нелюки (IV-3-12) в гранитах, в которых касситерит является аксессуарным минералом, установлено содержание олова 0,02–0,03 % [133].

В бассейне р. Чуга выявлены металлометрический и шлиховой ореолы олова (IV-3-7), где в шлихах встречен касситерит темно-бурого цвета, ксенотим, монацит, циркон, шеелит. Химический анализ наиболее богатых шлихов показал содержание чистого олова 75 г/т, что подтверждается металлометрическим и гидрохимическим опробованием.

Шлиховые ореолы со знаками касситерита установлены в бассейне р. Ларбикан (VI-4-28), в верховьях р. Джелтунда, в верховьях р. Нелюка [22].

Висмут. Значимых проявлений не обнаружено, но выявлен пункт минерализации (V-2-31) и оконтурен шлиховой ореол площадью 2×2 км базовисмутита в верховье руч. Выходной (VI-3-32), совместно с которым отмечаются знаки галенита, вульфенита, молибденита [22].

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Бериллий. Выявлено два проявления формации *берилл-редкометалльных пегматитов* и три пункта минерализации бериллия, приуроченных к пегматитовым жилам, реже скарнам и брекчиям, а также два геохимических ореола.

Проявление Амнуннактинское (IV-2-3) расположено на водоразделе рек Амнуннакта–Ерюс-Миеле. Здесь выявлено 14 крутопадающих жил альбитовых пегматитов субмеридионального простирания мощностью от 1 до 12 м, протяженностью до 1000 м. Они несут бериллиевую и тантал-ниобиевую минерализацию. Среднее содержание бериллия – 0,047 %, тантала – 0,01 %, ниобия – 0,013 %. Прогнозные ресурсы по категории P_2 составляют (тыс. т): бериллия – 13,7, тантала – 2,9, ниобия – 3,9 [147].

Прогнозные ресурсы по категории P_2 *проявления Ерюское (IV-2-6)* составляют (тыс. т): бериллия – 12, тантала – 2,5, ниобия – 3 [147].

Пункт минерализации бериллия по р. Соготок-Харыйя (V-1-44) приурочен к жилам гранитных пегматитов, прорывающих биотитовые кристаллосланцы и граниты пуричканского комплекса. Содержание в пегматитах BeO – 0,3 % [22].

Также известны пункты минерализации с содержаниями бериллия 0,0005 % (V-1-1) [22] и 0,01 % (III-6-83) [27].

На площади имеется один металлометрический ореол бериллия (IV-3-13) площадью 12×13 км с содержаниями (%): Be – 0,001–0,01, Ba – 0,05–0,5 [133].

Литий. На территории листа известно одно проявление формации *литиевых пегматитов* и пять пунктов минерализации лития.

Проявление Оломокинтское (IV-2-4) расположено на левом борту долины руч. Ерюс-Меле, вблизи устья руч. Оломокинт.

Оруденение генетически связано с жилами редкометалльных пегматитов неустановленной принадлежности. Жилы приурочены к краевой западной ветви субмеридионального Тарын-Темулякитского разлома. Вмещающими породами являются в разной степени измененные, катаклазированные кристаллические сланцы и гнейсы курультинской серии. Всего выявлено 10 тел альбит-сподуменовых пегматитов мощностью от первых десятков см до 22,5 м и протяженностью до 1 км и более. Жилы имеют массивное, зональное или крупноблоковое сложение и устойчивый минеральный состав. В целом минеральный состав и характер выделения минералов типичен для альбит-сподуменовых пегматитов. Отмечается присутствие эвксенита и почти полное отсутствие касситерита. В слюдах из приконтактных зон установлены повышенные содержания цезия (до 0,063 %), лития (до 0,43 %). Содержания редких металлов в пегматитах изменяются в пределах Li_2O – от тысячных до 0,853 %, Ta_2O_5 – 0,003–0,009 %, Nb_2O_5 – 0,0046–0,0143 %, BeO – 0,004–0,015 %, Rb_2O – 0,022–0,058 %, Cs_2O – 0,0015–0,0056 %, Sn – 0,004–0,023 %. По 10 жилам суммарная мощность составляет 50–70 м, средняя протяженность – 850 м, вес жильной массы – 30–50 млн т. Прогнозные ресурсы по категориям P_1 и P_2 оценены в количествах соответственно: Li_2O – 200 и

300 тыс. т, ВеО – 5400 и 9000 т, Nb₂O₅ – 3000 и 5000 т, Та₂O₅ – 1800 и 3000 т, олова – 480 и 800 т [138]. Проявление богато литием, с бедным попутным оруденением тантала, бериллия, ниобия и олова [110].

Наиболее широко представлена минерализация, связанная с мезозойскими скарнами и гидротермалитами. На водоразделе р. Юхухта и руч. Полярный (Ш-6-25) обнаружена глыбовая россыпь сиенитов и актинолит-диопсид-флогопитовых скарнов с гематит-кварцевыми жилками толщиной до 1 см. Содержание лития в скарнах – 1 %.

Также известны аналогичные пункты минерализации с содержаниями лития 1 % на водоразделе руч. Рябиновый и р. Курунг-Сала (Ш-6-10), 0,2 % в верховьях руч. Шестидумный (Ш-6-70) и 0,1 % на правом берегу руч. Холера (Ш-6-93).

У подножия правого водораздела р. Имангра (VI-1-14) обнаружены катаклазированные граниты древнестанового комплекса, содержащие (%): литий – 0,01, ванадий – 0,01, молибден – 0,01 [118].

Тантал, ниобий. Большинство проявлений и пунктов минерализации тантала, ниобия приурочено к пегматитовым жилам и метасоматическим образованиям позднего архея, раннего протерозоя. Выявлено три проявления и 10 пунктов минерализации *редкометалльной пегматитовой формации*.

Проявление редкометалльное Тунгурчинское (V-2-4) выявлено работами Оломокинской партии [138], расположено на обоих склонах р. Олёкма между устьями рек Тунгурча и Тунгурчакан и приурочено к Тунгурчинскому грабену. На площади проявления выявлено до 50 жил редкометалльных пегматитов. Практически все из них прослежены по глыбовым осыпям и плохо изучены. В целом жилы ориентированы субмеридионально, согласно с простиранием вмещающих пород и падают под углами 30–50° на восток. Незначительная их часть имеет секущие контакты и северо-восточное, северо-западное, редко субширотное простирание. Протяженность жил изменяется в пределах 50–750 м, а мощность – от 0,5 до 6–10 м. Часто встречаются протяженные (150–300 м), но при этом маломощные (1–2 м) жилы. Форма жил пластообразная и линзовидная, секущие жилы имеют сложную морфологию – с многочисленными раздувами, пережимами и апофизами.

Редкометалльные пегматиты имеют кварц-микроклиновый, альбит-кварц-микроклиновый состав и зональное строение. По данным горных работ выделяются следующие зоны (от контактов к центру жил): 1) неравномернозернистая кварц-альбит-микроклиновая, 2) графическая кварц-микроклиновая, 3) апографическая кварц-альбит-микроклиновая, 4) мелкозернистого альбита, 5) блокового микроклина, 6) крупнотаблитчатого альбита, 7) кварц-мусковитовая, 8) сахаровидного альбита, 9) кварц-клевеландитовая, 10) разнородного и мелкопластинчатого альбита, 11) чешуйчатого лепидолита, 12) блокового кварца. Основную роль играют зоны 1–3. Остальные чаще образуют прожилки и мелкие блоки, линзы. По простиранию состав жил невыдержан, часто происходят резкие смены первых трех зон. Основными минералами пегматитов являются кварц, микроклин и альбит. Из второстепенных встречаются сподумен, лепидолит, мусковит, турмалин, апатит, редко гранат и бе-

рилл. Среди аксессуаров установлены тантало-колумбит, топаз, шеелит, каситерит, висмутин.

Содержания элементов в пегматитах колеблется в пределах: Ta_2O_5 – от 0,004 до 0,1 %, Nb_2O_5 – от 0,005 до 0,08 %, BeO – от 0 до 1,0 %, Sn – от 0 до 0,03 %, Li – от 0 до 0,01 % [138]. В пегматитах также встречены Rb_2O в количестве 0,039–0,085 % и Cs_2O 0,002–0,04 %. Прогнозные ресурсы редких металлов по проявлению до глубины 200 м составляют: Nb_2O_5 – 1200 т, Ta_2O_5 – 1050 т; BeO – 120 т, олово – 140 т при весе жильной массы 7 млн т [110].

В непосредственной близости от этого проявления выявлены ещё два проявления тантала, ниобия. Первое обнаружено на водоразделе рек Токур–Тунгурчакан (V-2-7). Здесь на площади 20 км² выявлено более 60 жил (0,5–2,0 м) микроклин-альбитовых пегматитов длиной до 200 м, содержащих (%): тантала 0,003–0,2, ниобия – 0,005–0,08, бериллия – до 0,1 [110]. Другое (V-2-8) вмещает на площади 1,6 км² 25 кварц-микроклин-альбитовых с мусковитом пегматитовых жил (0,2–3,0 м) длиной 50–400 м со средним содержанием (%): Nb_2O_5 – 0,015, BeO – 0,001, Li_2O – 0,008, Ta_2O_5 – 0,007.

В верховьях руч. Сред. Кудуликан (V-2-18) на площади 2×0,5 км обнаружены пегматитовые жилы с содержанием ниобия 0,005–0,2 % [127], а по р. Нелюка (IV-3-5) выявлены жилы пегматитов с содержанием ниобия 0,1–0,2 %, иттрия – 0,07 % [133]. Аналогичные пункты минерализации расположены в районе р. Атбастах (V-1-2) и р. Эвонокит (V-1-15), на водоразделе рек Алдан–Мал. Чульман (VI-4-18) [22].

Ещё один пункт минерализации тантала, ниобия (IV-3-10) связан с массивом щелочных гранитов нелюкинского комплекса площадью 0,6 км². Граниты прорваны кварц-полевошпатовыми прожилками с содержанием (%): тантала – 0,03, ниобия – до 0,08, олова – до 0,07, бериллия – до 0,01. В центральной части массива эти прожилки содержат (%): ниобия – до 0,1, лития – до 0,05, висмута – до 0,05 [133]. С гранитами же связаны пункты минерализации на р. Хаир (IV-5-40, Nb 0,01 %) и Дорожное (IV-5-49, Nb 0,1–0,3 %) [116].

Пункт минерализации по р. Бол. Нимныр (III-5-43) приурочен к линейной зоне (5–6 м) красно-бурых гидротермально измененных пород предположительно федоровской серии протяженностью в первые десятки метров. Содержание в штучных пробах (%): ниобия – 0,01–0,03, олова – 0,001, циркония – 0,05, серебра – 0,002 [22]. Рядом находится пункт минерализации Турмалиновое (IV-5-33) с содержаниями (%): Nb – 0,5, Ta – 0,05–0,5, Y – 0,5, Yb – 0,01.

Теллур. Известен только один пункт минерализации теллура в междуречье Саикта–Сайболах (V-1-59): в зоне разлома широтного простиранья обнаружены мангериты с содержанием теллура до 0,2 % [118].

Цирконий часто встречается как сопутствующий элемент, иногда образует самостоятельные пункты минерализации, россыпи и ряд металлометрических ореолов.

На территории листа известно одно россыпное месторождение **формации циркониевых россыпей**. На месторождении р. Томмот (III-6-76), на участке Усмун содержание циркона достигает 2,1–4,1 кг/м³ [22].

Выявлено три пункта минерализации. В бассейне Олёкмы (V-2-27) архейские плагиограниты содержат до 1 % циркония [118]; в верховьях р. Ченча (IV-3-26) в гранитах неустановленного возраста до 0,5 % циркония; в бассейне руч. Инэннэх (IV-4-42) магнетитсодержащие аляскитовые граниты содержат 0,2 % циркония [133].

Три металлотрических ореола оконтурены в пунктах (III-2-3, 13 и IV-3-14) по содержанию Zr 0,05 % [22].

Стронций. Выявлено три пункта минерализации стронция, расположенных в бассейнах рек Тас-Юрях, Арбагас, Имангра (VI-1-9, 13, 16) [118]. Все они связаны с палеозойскими сиенитами, монцодиоритами, монцонитами тасского комплекса. Они определяются следующими содержаниями (%): Sr – 0,11–0,39, Rb – 0,004–0,016, Zr – 0,003–0,017, Nb – 0,0002–0,0009.

Цезий и рубидий. Один пункт минерализации цезия и рубидия *Верхнеколбасское* (V-2-21) установлен по левому берегу р. Тунгурчакан, в 300 м ниже устья руч. Верх. Колбас. Здесь среди глыб биотитовых микрогнейсов тунгурчинской толщи расположены глыбы пегматитов, они прослежены на 130 м, содержат (%): Cs₂O – 0,011; Rb₂O – 0,139; Sn – 0,01; BeO – 0,075; Nb₂O₅ – 0,004; Ta₂O₅ – 0,055 [127, 147].

Редкие земли (без разделения). На территории листа известно одно малое месторождение, три проявления и четыре пункта минерализации **редкоземельной апогранитовой формации**. Также обнаружено два россыпных месторождения и 10 россыпных проявлений **формации редкоземельных россыпей**.

Редкоземельные кристаллосланцы обнаружены на *комплексном месторождении Пионерское* (IV-5-60) в железных рудах, представляющих собой сфен-скаполит-салит-магнетитовые породы (иногда слоисто-полосчатые), установлены прослои, обогащенные ортитом. Минералом-носителем TR является ортит (лантан, церий, реже иттрий) и сфен. Основная часть руды со средним содержанием TR – 0,1 % сосредоточена в лежачем боку наиболее мощной части рудного тела. В богатых рудах TR – до 1,26 %. Подсчитанные ресурсы по категории C₂ – 17,87 тыс. т при TR_{ср.} – 0,16 %, прогнозные – 36,88 тыс. т [116].

На *комплексном месторождении Гематитовое* (IV-6-43) редкоземельное оруденение приурочено к богатым гематитовым рудам и связано с апатитом. По данным В. М. Кравченко, среднее содержание TR – 0,18 %. Прогнозные ресурсы – 68,4 тыс. т руды. По данным В. В. Шошина, содержание TR_{ср.} – 0,03–0,05 % и, соответственно, прогнозные ресурсы – не более 15 тыс. т [22].

К минерализованным разломам приурочено *проявление Усмунское* (III-6-73). В тектоническом контакте кристаллосланцев федоровской серии с гиперстен-плагиоклазовыми гнейсами нимырьской свиты оруденелыми являются вмещающие катаклазированные и лимонитизированные диопсидовые

и флогопит-диопсидовые породы и кальцифиры, а также жилы кварцевые (иногда с гематитом). Выявлены три линзы (15–37 м) означенных пород протяженностью до 160 м. Среднее содержание суммы редких земель – 0,915 %, прогнозные запасы составляют 2000 т.

Проявление р. Бол. Нимыр (IV-6-11) приурочено к биотитовым гранитам с содержаниями (%): La – 0,4, Ce – 1, Ti – 5.

Проявление р. Балтылахское (IV-6-12) [22]. В 1968 г. здесь был выделен крупный ореол рассеяния лантана, церия. Содержание лантана 0,01–0,05 %, церия – 0,1–0,2 %.

На комплексном россыпном месторождении редких земель и титана на р. Лев. Нимгеркан (IV-6-20) содержание монацита составляет в среднем 720 г/м³. Концентрация монацита, ильменита, циркона, рутила выявлена в виде маломощных (0,1–1,5 м) быстро выклинивающихся линз в русловом аллювии, а также в отложениях поймы и двух надпойменных террас. Ильменитсодержащие линзы обнаружены только в верхней части разреза русловых и пойменных отложений, в надпойменных террасах ильменитсодержащие линзы расположены беспорядочно по всему разрезу. Запасы ильменита и рутила на участке 4,8 км россыпи составили 2959 т при среднем содержании 17 кг/м³. Общие его запасы 11,8 тыс. т. Содержание циркона на отрезке 8 км составило 0,1–0,2 кг/м³ [116].

Проявление Хардагасское (IV-6-3) представляет собой прерывистую аллювиальную россыпь ильменита, монацита, циркона длиной 15 км. Содержание (кг/м³): ильменита – от 1 до 16, монацита – не более 1, циркона – 0,1–0,2.

На территории листа известно еще 13 россыпных проявлений редких земель, расположенных преимущественно на востоке территории.

Месторождение Тас-Юрях (VI-1-28) площадью 8 км² сложено олигоклазитами и прорывающими их сиенитами Тасского массива. Оруденение приурочено к зонам разломов и полевошпатовым жилам. Рудные тела мощностью от нескольких до 30 см, длиной до 2 м часто пересекаются друг с другом и содержат скопления ортита и монацита. Содержание редких земель – от следов до 11 %. По данным химического анализа 13 проб, содержание окислов отдельных элементов от суммы редких земель (%): лантана – 23,3, церия – 28,4, ниодимия – 18,3, празеодимия – 6,1, самария – 2,8, европия и гадолиния – 1,6, тербия – 0,1, иттрия и диспрозия – 8,1, гальмия – менее 0,1, эрбия и туллия – 0,5, иттербия – 0,3, лютеция – менее 0,1. Элементы цериевой группы составляют 90 % редких земель, иттриевой – 10 %. Во всех пробах присутствует цирконий 0,003–0,1 % [22]. Также на описываемой территории находится схожее месторождение Куранах (VI-1-5).

Редкие земли (цериевая группа). Обнаружено два средних месторождения, два проявления, 37 пунктов минерализации, три геохимических ореола и одна точечная аномалия редкоземельно-цериевого оруденения. По формационной принадлежности оруденение относится к *редкоземельной апогранитовой и редкоземельной пегматитовой формациям.*

В зоне разломов (VI-2-15), образующих полосу длиной 15 км, шириной от 200 м до 2 км, редкоземельная минерализация связана с катаклазированными и диафторированными гнейсами и кристаллосланцами, инъецированными

кварц-полевошпатовыми метасоматитами с монацитом, цирконом, реже ортитом. Содержание суммы редких земель, по данным химического анализа 12 бороздовых проб, составляет 0,01–0,68%. Содержание окислов отдельных элементов от суммы редких земель составляет (%): лантана – 20–28,1, церия – 42,5–55,0, празеодимия – 1,8–8,1, неодимия – 12,2–20,2, самария – 0,4–3,0, европия и гадолия – 0,2–2,0, тербия – 0,5, иттрия и диопрозия – 0,4–3,0, гольмий отсутствует, эрбия – 0,2, иттербия, туллия, лютеция – по 0,2. Элементы цериевой группы составляют более 95% от суммы редких земель [22].

Жилы ортитоносных пегматитов в гнейсах и мигматитах архея обнаружены в пунктах III-5-4 с содержанием TR – 0,03% и VI-1-35 [144, 22]. Жилы ортит-циркон-монацитовых пегматитов в гнейсах и мигматитах архея обнаружены в пунктах VI-2-13; VI-4-8; VI-5-41–50 с содержанием TR – 0,02–0,5%. Жилы монацитовых пегматитов в гнейсах и мигматитах обнаружены в пункте VI-4-19 с содержанием TR – 0,8–1,3% [22, 147].

К зоне диафтореза Каларского массива (VI-1-8) приурочен пункт минерализации, представленный гнейсоидами с содержанием (%): церия – 0,1, лантана – 0,01, циркония – 0,04 [118].

По р. Чуга (IV-3-6) среди гнейсогранитов архея выявлены гранат-биотитовые гнейсы с содержанием лантана и церия до 0,1%.

Также на территории известно ещё 28 пунктов редкоземельно-цериевой минерализации.

Металлометрический ореол р. Килиэрги (II-4-15) приурочен к зоне разломов северо-восточного простирания, насыщенной дайками долеритов и кимберлитов. Максимальное содержание церия – 0,3–0,5%, лантана – 0,1% по результатам спектрального анализа [427]. На территории листа выявлено ещё два металлометрических ореола (VI-3-38, IV-2-10) и геохимическая аномалия по вторичным потокам рассеяния (VI-4-20).

Редкие земли (иттриевая группа и смешанные). Оруденение этой сложной группы представлено образованиями редкометалльной пегматитовой и редкометалльной апогранитовой формаций. Выявлены три проявления, четыре пункта минерализации, три геохимических ореола и одна геохимическая аномалия.

Проявление Сирокан (VI-3-13) является восточным флангом проявления Память, где рудоносные жилы и линзы кварц-магнетитовых, кварц-микроклиновых метасоматитов с флюоритом мощностью в первые десятки метров и длиной 2–3 км приурочены к милонитизированным гранитам. Жилы содержат в сумме иттербия и иттрия 0,065%, церия и лантана – 0,025% [22].

Пункт минерализации на р. Крестях (III-3-7). Биотит-амфибол-диопсидовые кристаллосланцы олёкминской серии прорваны жилами пегматитов и лейкократовых гранитов. По данным спектрального анализа штуфа, содержание в них (%): иттрия – 0,03, иттербия – 0,01, ниобия – 0,3, олова – 0,01, бериллия – 0,003, циркония – 0,3, стронция – 0,03 [22].

Пункт минерализации (IV-3-2) представлен пегматитовыми жилами, прорывающими граниты нелюкинского комплекса. Выявлено 36 жил, из них 14 жил амазонитовых пегматитов. Все жилы имеют вертикальное падение, простирание субмеридиональное. Редкоземельная минерализация приурочена к

четырем жилам (2–3 м) микроклин-амазонитовых и микроклин-плагиоклазовых пегматитов длиной 110–450 м. По данным спектрального анализа, содержание иттрия – 0,02–1 %, иттербия – 0,01 %. Прогнозные ресурсы иттрия – 484,6 т, иттербия – 25,6 т. Сопутствующими компонентами могут быть литий, бериллий, олово, ниобий.

Церий. *Малое месторождение Активный (V-1-26)* приурочено к экзоконтакту ультраметагенных гранитов и высокоглиноземистых гнейсов борсалинской серии, которые насыщены согласными кварц-полевошпатовыми прожилками с мономинеральными скоплениями монацита размером до 0,5 см. Спектральным анализом двух штуфных проб установлено содержание (%): церия – более 1, лантана – более 1, тория – более 1, галлия – до 0,01, бериллия – 0,01, свинца – до 0,6 [22]. По уточненным данным, мощность зоны окварцевания – 60–80 м, длина – не менее 2,2 км на левом берегу и 0,9 км по правому берегу левого притока р. Хани. В этой зоне выделено 11 рудных тел. Они представляют собой послойные или секущие линзовидные, иногда ветвящиеся желваковые обособления монацит-кварцевого, кварц-монацит-кордиеритового составов. Размеры обособлений от $5 \times 5 \times 5$ см до $1,5 \times 2,5 \times 4,0$ м. Контакты жил нечеткие. Монацит равномерно рассеян по породе. В целом среднее содержание TR_2O_3 – 0,085 %. Ориентировочные запасы редких земель в блоке 8×15 м на глубину 50 м составили 150 т TR_2O_3 .

Иттрий. В бассейне Олёкмы (V-1-22) – пласт серицитизированных кварцитов сырылырской серии длиной 1,2 км и мощностью 10–15 м содержит, по данным штуфного опробования (%): лантана – 0,05, церия – 0,05, иттрия – 0,01 [127]. Геохимические ореолы иттрия отмечены также по р. Ниж. Чой (IV-2-17) и руч. Ченче (IV-2-32).

Скандий. Известен только один пункт минерализации этого элемента. По р. Имангра (V-2-32) в рудном габбро каларского комплекса содержание Sc – до 0,2% [118].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото установлено в самых разнообразных месторождениях (97), проявлениях (79) и пунктах минерализации (86).

Рудное золото относится к следующим формациям: золотоносных конгломератов, золоторудной кварцевой, золоторудной полиметаллической, золоторудной малосульфидной, золоторудной халцедон-кварцевой, золоторудной сульфидно-кварцевой, золоторудной в гумбейтах, золоторудной сульфидной, золотоносных россыпей.

Золоторудная халцедон-кварцевая формация.

Месторождения Куранахского рудного поля охватывают обширный ареал горизонтально залегающих нижнекембрийских карбонатных и нижнеюрских обломочных отложений, прорванных дайками вогезитов, минетт, щелочных сиенитов. К границе этих отложений с дайками приурочена объемная джас-

перизация с самородным золотом, редкими сульфидами, адуляром, карбонатами, хлоритами. Трещинно-площадное выветривание с карстом привело к формированию наложенной минерализации – гидрослюд, каолинита, монтмориллонита, гётита, лимонита. Месторождения куранахского геолого-промышленного типа по генезису являются гидротермально-метасоматическими [22].

Большинство месторождений тяготеет к трем системам разрывных нарушений меридионального простирания. К западной системе приурочены месторождения Боковое, Южное, к центральной – Северное, Порфиоровое, Центральное, Канавное, Сомнительное, к восточной – Дорожное, Гагарское. По этим разломам широко развито образование кор выветривания, в полостях которых залегают золоторудные залежи, в то время как вне их контуров располагаются тела, менее выгодные для эксплуатации. Все залежи представляют собой песчано-глинистые образования с обломками и глыбами окисленных, реже неокисленных золото-пирит-кварцево-карбонатных джаспероидов, карбонатных пород, порфиоров, песчаников, заполняющих полости и щели. Содержание золота по залежам рудного поля увеличивается от краевых частей к центру.

Проявление Дальнее (П-6-4) представлено линзообразным телом длиной 150 м, шириной 40–50 м, мощностью 37 м. В период поисковых работ содержание золота составляло от следов до 3,6 г/т, что при разведке не подтвердилось [22].

Месторождение Северное (П-6-5) представлено пластообразными телами, прослеженными на 4 км, мощностью 1–38 м. Наибольшая мощность тел приурочена к северной части месторождения (Au в среднем – 5,3 г/т).

Месторождение Порфиоровое (П-6-8) сложено серией параллельных дихотомирующих и кулисообразных рудных тел (три на юге, девять на севере) длиной 1400 м. Ширина рудной зоны – от 110 м на юге до 480 м на севере, мощность отдельных тел – 50 м. Содержание золота – до 25 г/т, в дайках – 0,58–33 г/т.

Месторождение Центральное (П-6-11) представлено двумя типами рудных тел: пластообразными залежами, находящимися в разрушенном состоянии, и оруденелыми магматическими образованиями. Протяженность залежей – 100–300 м, ширина выходов – 60–80 м, мощность – 1–30 м. Наблюдается чередование богатых и бедных золотом участков вдоль зоны длиной 4 км. Содержание золота – от следов до 1951,8 г/т, в среднем – 5,3 г/т.

Месторождение Боковое (П-6-18) представлено рудной зоной длиной не более 4 км, шириной от 10 до 300 м. Состав руды аналогичен рудам месторождения Центральное. Глубина залегания их – 0–6 м (золота – от следов до 574,2 г/т, в среднем 5–10 г/т).

Месторождение Якоутское (П-6-19) включает проявления Контактное, Таежное, Близнаец-I, II, III. Залежи (2–4 м) Таежное, Близнаец-I, II, III приурочены к контакту пластовой интрузии фельзитов с доломитами и имеют длину до 120 м. Одни из них сложены кварц-лимонит-анкеритовыми рудами с вкрапленностью пирита, флюорита (золота до 2,6 г/т); другие – анкеритизированными известняками в линзах размером 10×50 см (золота – от следов до 1,5 г/т); третьи представляют собой залежь на площади 6 км² кварц-лимонит-

гематитовых, реже кварц-пирит-халькопиритовых руд (золота – от следов до 71 г/т). Здесь канавами вскрыты маломощные (30–40 см) жилы-залежи, сложенные этими же породами с низкими содержаниями золота [22].

Месторождение Канавное (II-6-25) сложено одним рудным телом длиной 800 м, мощностью 2–32 м (содержание золота 2–46 г/т).

Месторождение Дэлбэ (II-6-21) представлено одним рудным телом длиной 1 км, длина промышленной части первой очереди – более 600 м, мощность – 1–20 м. По отдельным горным выработкам содержание золота – от 1 до 1100 г/т (в среднем 4 г/т).

Месторождение Дорожное (II-6-22) представлено тремя рудными телами длиной от 300 м до 1 км при мощности от 1 до 33 м. Рудные тела имеют пластообразную форму со сложным строением лежачего бока, обусловленным карстовым рельефом вмещающих известняков. Висячий бок имеет выходы на поверхность, но большая часть месторождения залегает под покровом (1–51 м) нижнеюрских песчаников (содержание золота 2,5–4,1 г/т).

Месторождение Новое (II-6-30) представлено одним рудным телом длиной 1,5 км, мощностью 1–30 м (Au в среднем – 4,82 г/т).

Месторождение Гагарское (II-6-31) представлено глыбами и щебнем микрокварцитов и кварц-гематитовых пород, образующих зону длиной 200 м, шириной от 30 м на севере до 80 м на юге, уходящую под юрские песчаники (Au – не более 1,2 г/т).

Месторождение Сомнительное (II-6-32) представлено рудным слабо оконтуренным телом длиной 750 м, шириной 20–59 м, неправильной формы, с многочисленными пережимами и раздувами, в том числе и на глубину (содержание золота – от 3,8 до 22,4 г/т).

Сульфидизация имеет прожилково-вкрапленный характер, мощность прожилков – доли сантиметра, гнезда размером 1–1,5 см в поперечнике. Сульфидизированные доломиты содержат: золота 0,1–1,0 г/т, серебра 131,8 г/т; гематитизированные гумбеиты содержат золота 0,1–0,8 г/т; пиритизированные осадочные брекчии содержат 0,3–0,5 г/т золота, 11,2–27,4 г/т серебра. Гематитизированные тектонические брекчии карбонатных пород, сцементированные гумбеитом, по данным пробирного анализа, содержат 146 г/т серебра. Рядом, в верховье р. Олорбох-1 золотеносность связана с брекчированными джаспероидами по унгелинской свите (4,6 г/т золота). Базальные слои песчаников юры также брекчированы (2,9 г/т золота и 1,4 г/т серебра, по данным пробирного анализа).

На проявлении *Орболохское* (II-3-11) доломиты венда окварцованы, кавернозные (в охристых кавернах Au – 0,4 г/т). Рядом глыбы доломитов с оолитами гематита содержат 3,5 г/т золота. В соседних местах (II-3-3) глыбы окварцованных доломитов содержат золота 1,2 г/т. В бассейне р. Джангелях (II-4-5, 8) окварцованные доломиты и известняки содержат Au – 0,2 г/т, Ag – 1,8 г/т [22].

С доломитами тумулдурской свиты связаны пункты минерализации в Амгинской алмаз-золоторудной минерагенической зоне (III-3-11, 13, 5). В последней обохренные доломиты содержат 1,4 г/т золота, мергелистые доломиты кавернозные – 0,6 г/т. На водоразделе рек Амга–Хонголоох вендские мергелистые доломиты пористые содержат 0,2 г/т, а конгломераты – 0,7 г/т золо-

та; здесь же рядом с контактом юрских песчаников окремненные гематитизированные доломиты с сульфидами содержат Au – 9,2 г/т, Ag – 14,6 г/т, Cu – 1,46 %. Доломиты венда р. Алларах (III-3-9, 10) содержат золота 1,4–1,2 г/т. У поверхности несогласия (юра–венд) (III-4-1, 2, 3) располагается залежь песчаников с пирит-гематит-лимонитовой минерализацией (до 30 м, Au – до 0,8 г/т). Подобный тип оруденения широко распространен в верховьях р. Чомполо (II-4-14, 19) – Au 0,2–0,7 г/т; на водоразделе рек Хохой–Джангилах (II-4-5), где в слое мощностью 0,3–0,6 м содержится 0,1–0,9 г/т золота и 8,7 г/т серебра; на р. Улахан-Джюкте (II-4-8), где ожелезненные песчаники содержат от 0,8 до 2,4 г/т золота; на водоразделе руч. Самоделкин и Аччыгай-Джюкте (II-4-11) в подобных образованиях содержится Au – 0,2–0,6 г/т, Ag – 1,5–3 г/т, Co – 0,5 %.

На проявлении *Радостное* (III-6-32) на площади около 5 км² рудоносными являются шесть залежей и 24 ветвящиеся жилы, сложенные кварц-лимонитовыми породами с незначительным количеством сульфидов. На контактах этих рудных тел (Au – 20–1000 г/т) с доломитами широко развит анкерит, который содержит от 3 до 1050 г/т золота [22].

К северо-западу от проявления *Радостное* выявлены два сближенных проявления золота (III-6-26). Одно из них в верховье руч. Кыллых представлено жилой (0,3 м) длиной 130 м, кварц-лимонитового состава, залежью (0,1–0,3 м) и свалами оруденелых пород. Содержание золота в жиле – 6,9 г/т, в залежи – 0,9 г/т, в оруденелых кварц-лимонитовых свалах – от следов до 1,4 г/т. В 1,5 км к северо-западу от этого пункта в долине руч. Удачнонайденный выявлены три аналогичные рудные залежи и жила (0,1–6,1 г/т золота). В рудных свалах в отдельных глыбах установлено содержание золота 0,6–26 г/т. В 300 м от этого пункта на юго-запад выявлены три жилы, залежь и рудные свалы. Кварц-лимонитовые жилы (от 1,9–11,3 до 25,2 г/т Au) содержат гнезда галенита. Залежь (0,1–1,6 м) лентообразной формы длиной 60 м, сложена окисленной рудой с мелкими выделениями галенита (золота 0,2–119 г/т, редко до 295 г/т). Между жилой и залежью установлена вертикальная трещина с оруденелой брекчией и отходящими от нее линзовидными телами кварц-лимонит-галенитовой руды (4,5 г/т золота). Здесь же в делювии в обломках кварц-лимонитовых пород установлено содержание золота 0,1–9,8 г/т.

В *бассейне р. Олдонгсо* (IV-1-25) жилы халцедоновидного кварца, иногда с занорышами горного хрусталя, прорывают нижнепротерозойские отложения. Их мощность – 0,2–0,5 м, длина – до 200 м. Содержание золота – 1,02–1,22 г/т, серебра – 1,8–7,0 г/т [22]. Обломки халцедоновидного кварца прослежены на 170 м по левому склону долины левого притока р. Унга-Дес (IV-5-41) среди глыб катаклазированных гематитизированных гранитов и сиенит-порфириров. Содержание золота, по данным спектрозолотометрического анализа, в кварце – до 6 г/т.

Пункт минерализации по руч. Крестях (IV-5-22) связан с лимонитизированными конгломерато-брекчиями юры (2 г/т золота), а с лимонитизированными песчаниками р. Эрге (IV-6-89) – присутствие золота в количестве 1,75 г/т.

Золоторудная сульфидно-кварцевая формация.

Малое месторождение Лебединое (Ш-6-35), из которого извлечено более 33 т золота, а также медь и висмут, сложено карбонатными отложениями венда, прорванными многочисленными мезозойскими силлами, штоками, лакколитами и дайками. Оруденение локализовано в кембрийском чехле и расположено на четырех гипсометрических уровнях: 1) на границе фундамента и чехла; 2) в 15–25 м от поверхности фундамента; 3) в 40–80 м от поверхности фундамента (главный продуктивный горизонт); 4) 180–185 м от поверхности фундамента. Руды гидротермально-метасоматические и отнесены к золото-сульфидно-кварцевой рудной формации [105, 136].

Морфология рудных тел представляет сложную комбинацию залежей и жил. Залежи (3–5 м) имеют форму лентовидных и пластовых тел длиной до 1 км, представляющих собой серию сближенных линз, гнезд с массивным и прожилково-вкрапленным оруденением. Жилы и залежи имеют преимущественно северо-восточное простирание и кулисообразные соотношения. Количество сульфидов в рудах – от 5 до 80–100%. Одни являются пирит-халькопиритовыми, другие – пирротин-гематит-галенитовыми, в отдельных телах присутствуют киноварь, платиноиды. Нерудные минералы – кварц, анкерит, тремолит. Текстура руд полосчатая, массивная, часто брекчиевая, содержание золота – 1–2 г/т, участками – десятки г/т. Окисленные руды, в том числе переотложенные кайнозойские, сложены гематитом, гидрогетитом, карбонатами меди, цинка, свинца, марганца. Некоторыми исследователями выделяются две разновидности золота – тонкодисперсное, связанное с пиритом, и свободное размером 0,001–0,04 мм [22].

Томмотское рудное поле включает проявления Ш-6-58, 66, в большей своей части сложено карбонатными породами венда–нижнего кембрия. Здесь много мезозойских интрузий и проходит зона разломов, расчленяющих поле на мелкие блоки, погружающиеся в северо-восточном направлении. Золото-сульфидная минерализация носит жильный характер и приурочена к толще карбонатных пород или к сиенитам. На участке Центральный руды сложены главным образом кварц-лимонитовым агрегатом, иногда с гематитом, малахитом, азуритом. Содержание золота – от следов до 51,9 г/т. Проявление Аномальное локализовано в щелочно-полевошпатовых сиенитах интрузии гольца Аномальный. Минерализация приурочена к зоне дробления северо-восточного простирания и носит прожилково-вкрапленный характер. Мощность прожилков – не более 15 см. Главная минеральная ассоциация – кварц, пирит, второстепенная – борнит, халькозин, халькопирит. Содержание золота – от следов до 93,8 г/т, в среднем 7,2 г/т. Проявление Томмотское расположено в отроге гольца Мрачный и приурочено к трубообразному телу эруптивных брекчий, прорывающих щелочнополевошпатовые сиениты. Многочисленные мелкие интервалы минерализованных пород и кварцевые, калишпат-кварцевые, карбонат-кварцевые, иногда с флюоритом жилы группируются в минерализованную зону меридионального простирания шириной около 300 м и длиной до 400 м. Эта зона в целом погружается на восток под углом 60–70°. Ее строение сложное, она состоит из серии сближенных субпараллельных жил и линз, образующих участки в пределах зоны. Сульфидная минерализация носит вкрапленный характер, содержание их – 1–10%. Пре-

обладает пирит, реже галенит, халькопирит. Широко развиты гидроокислы железа, марганца в ассоциации с халцедоновидным кварцем. Распределение золота неравномерное – от следов до 2000 г/т, не отмечается количественная связь золота и сульфидов [22]. Глыбы скарнов тремолитовых и магнетитовых обнаружены в верховьях р. Томмот (Ш-6-58) на гольце Аномальный. Тремолитовые скарны содержат 3 г/т золота, 14,5 г/т серебра; обломки обохрениной породы – 1,5 г/т золота и 9,5 г/т серебра.

В *верховье руч. Амурский золотопоявление* (Ш-6-47) установлено на площади 2 км², где среди доломитов выявлены свалы кварц-лимонитовых руд, а бурением установлена мощная рудная зона, состоящая из нескольких залежей. Их простирание северо-западное, длина – до 500 м, мощность отдельных залежей – от 1–4,5 до 7–23 м. На левом склоне долины установлена зона с содержанием золота до 30 г/т.

Месторождение Самолазовское (Ш-6-79) расположено на правом борту руч. Жильный (левого притока р. Бол. Юхта), в 1,5 км выше по течению от его устья, на юго-западном склоне горы Жильная. Размещается во внутренней части Юхтинского массива. В плане месторождение имеет форму овала размером 650–700 × 250–350 м, вытянутого в северо-западном направлении. Площадь разведанной части месторождения составляет около 0,3 км².

В структурном плане месторождение приурочено к северо-западной Юхтинской зоне разломов. Золотое оруденение локализуется в гидротермально-метасоматических образованиях, приуроченных к скарнам на полого наклонном контакте штока умереннощелочных эгирин-авгитовых сиенитов лебединского комплекса с мраморизованными доломитами юдомской серии. Вмещают оруденение доломиты юдомской серии и сиениты. В процессе формирования месторождения Самолазовское произошло последовательное образование скарнов, а также пирит-кварцевых метасоматитов, карбонат-кварцевых гидротермалитов с флюоритом и сульфидами, с их последующей дезинтеграцией и изменениями при образовании площадной коры выветривания. Большую часть месторождения занимают скарны, формирующие кольцевые, полукольцевые и жильные тела с постепенными (с доломитами и мраморами) или четкими (с сиенитами) контактами. Скарны явились тем субстратом, по которому были сформированы последующие золотоносные метасоматиты.

Рудные тела представляют собой залежи, почти нацело (90–95 % объема), сложенные рыхлыми образованиями. На месторождении выделены две субгоризонтальные пологонаклонные залежи, вытянутые в субмеридиональном, северо-западном направлениях. Западная рудная залежь протягивается в северо-западном направлении и имеет следующие параметры: длину – 390 м, ширину – до 360 м, мощность от 3,0 до 19,9 м. Содержание золота колеблется от десятых долей до 531 г/т, в среднем – 1,43–2,55 г/т. Месторождение разведано и в настоящее время эксплуатируется. Прогнозные ресурсы категории Р₁ составляют 2700 кг золота и 9800 кг серебра [22].

На *месторождении Колтыконское* (Ш-6-19) вмещающими породами являются карбонатные породы юдомской серии, реже мезозойские интрузии и образования довендского фундамента [131]. Рудоконтролирующими являются субмеридиональные вертикальные трещины, выполненные рудными

жилами, а также горизонтальные зоны, к которым приурочены рудоносные залежи. Рассеянное вкрапленное оруденение связано с зонами тонкой трещиноватости вблизи тектонических нарушений. Всего установлено 60 рудных тел (Au – от 4 до 39 г/т). Они сложены пирит-анкеритовыми и кварц-пиритовыми рудами, в подчиненном количестве развиты полиметаллические и кварц-гематитовые руды. Мощность – от 0,1 до 6,5 м (средняя 1–2 м), длиной от 30 до 1100 м, шириной от 7 до 150 м, залегают субгоризонтально, простирание северо-восточное, реже северо-западное [147]. Содержание золота – от 2,6 до 102,7 г/т, серебра – до 72,6 г/т, свинца – до 59 %, цинка – до 0,1 %, меди – до 26 %, висмута – до 0,01 %. По результатам выборочного опробования, в залежи «Мощная» запасы меди по категориям А+В+С₁ – 804 т. На месторождении подсчитаны запасы по категориям С₁+С₂ = 1,2 т и прогнозные ресурсы по категории Р₁ – 4,5 т [131].

Проявление Самодумовское (Ш-6-15) представлено жилами (до 1,8 м) длиной до 800 м, выполняющими вертикальные трещины в толще доломитов венда, содержащих пластовую залежь кварцевых порфиров. Руды представлены рыхлой массой с обломками кварц-лимонитовых руд, в меньшей степени развиты полиметаллические руды, состоящие из пирита, халькопирита, галенита, блеклых руд. Содержание золота невыдержано: на глубине – 90 г/т, на поверхности – не более 10 г/т [147].

Месторождение Голец Зверева (Ш-6-42), сходное по характеру оруденения с месторождением Лебединое, отличается от последнего приуроченностью оруденения к скарнам. Здесь отработано восемь рудных тел, некоторые из них являются сложными наклонными залежами (3–20 м) длиной до 60 м, другие представляют собой сеть коротких сложных жил с мощными раздувами, третьи представлены линзообразными телами скарнов [147].

В *верховье руч. Горный (Ш-6-54)* золотоносные жилы расположены в зонах дробления (50–100 м) юрских песчаников, имеют длину сотни метров. Жила Юрбет-I расположена у подножия гольца Бахвалова, ее мощность – от 6 до 60 см, длина – не менее 120 м. Она выполнена охристым кварцем, содержит пирит, арсенопирит (золота 1,6–5,2 г/т, серебра 13,5–16,8 г/т). Содержание золота в рудных свалах – до 11,2 г/т. Магнетит-пирит-кварцевая жила Юрбет-II (мощность 0,1–1 м) расположена в 250 м восточнее жилы Юрбет-I (золота 1,5–5,8 г/т, серебра 13,5–32,8 г/т). В свалах этой жилы обнаружены глыбы с содержанием золота 720 г/т, серебра – 86,5 г/т. Жила Юрбет-III (от 5–8 см до 25 м) расположена в 400 м к западу от жилы Юрбет-I, содержание золота – от следов до 4,4 г/т. Эти жилы сопровождаются зонами рудных брекчий с золотосодержащим цементом, где содержание золота – от следов до 7,7 г/т [145].

На водоразделе Улуннах–Амуткан (IV-5-28) в зоне экзоконтакта штока щелочных сиенитов, в зоне окварцевания содержание золота 1,3 г/т [147].

По р. Прав. Унгра (V-4-21) найдены кварцевые и кварц-сидеритовые жилы с содержанием Au 0,003–0,5 г/т [22].

Проявление Намаракское (VI-2-4) представлено кварцевыми жилами с сульфидами. *Проявление Федоровское* в бассейне Нюкжи (VI-2-11) представлено полем золотоносных кварцевых жил с малосульфидным оруденением.

В его пределах установлены точечные аномалии с содержанием золота до 50 г/т [147].

Пункт минерализации золота в долине р. Седольчи (VI-2-19) приурочен к зоне разлома, где обнаружены сульфидизированные кварцевые жилы в окварцованных амфиболовых сланцах архея. Мощность зоны окварцевания – 30 м. Содержание золота в штуфе из жильного кварца с пиритом, по данным пробирного анализа, 1,2 г/т [22].

На *проявлении апатита Наследный, в долине руч. Бол. Имэнээх (IV-4-45)* выявлены кварцевые жилы в архейских кристаллосланцах. Жилы содержат вкрапленность халькопирита, азурита, малахита. Содержание в них золота – 0,02–1 г/т, меди – до 0,1 % [22].

В бассейне руч. Гранитный на левобережье р. Алдан три сближенных пункта минерализации золота (IV-4-34) приурочены к кварцевым жилам, иногда хрусталеносным, прорывающим кварциты, граниты, метабазиты. Содержание золота в жилах – от 0,2–0,5 до 1–1,4 г/т.

На восточном фланге *месторождения титана Имэнээх (IV-4-32)* жила молочно-белого кварца с пирит-гематитовой минерализацией прорывает габбро. Параметры жилы 500 × 3000 м, содержание золота – 0,1–0,9 г/т [117]. На левобережье р. Кэннэнэй в 1 км к западу от месторождения пирит-кварцевая жила длиной 140 м, мощностью 0,7–1,5 м содержит, по данным спектрзолотометрического анализа, от 0,6 до 4 г/т золота.

Проявление Усть-Талуминское (VI-2-9), пункты минерализации Пологое (V-5-16), Хонченгра (V-5-10), Травянистое (VI-4-9), проявление Грамначи (VI-4-10), расположенные в бассейне Мал. Чульмана, относятся к сходному типу оруденения [147].

Проявление в истоках руч. Лев. Хитачи и в истоках р. Эвота (IV-6-52, 64) связаны с Эвотинским массивом сиенитов. Содержание золота здесь 6,0 и 12,7 г/т [116].

Золоторудная малосульфидная формация.

Проявление Ульбят-Тобе (Светлый) (VI-5-19), расположенное в верховьях руч. Светлый на правом борту долины, представлено кварцевой жилой видимой мощностью 2 м и протяжённостью 240 м. Жила вскрыта пятью канавами. Она вмещает амфибол-биотитовыми гнейсами и кристаллосланцами бурпалинской толщи, которые в зоне разлома серицитизированы, хлоритизированы, эпидотизированы, слабо катаклазированы. Рудная минерализация прожилково-вкрапленного типа представлена полуокисленными сульфидами (пирит, халькопирит, галенит), содержание которых составляет 1–4 %, и гнездовой вкрапленностью шеелита. Мощность рудной зоны – 5,5–6,23 м, протяжённость – 67 м. По атомно-абсорбционному анализу бороздовых проб, содержание золота в рудной зоне варьирует от 0,13 до 3,25 г/т, серебра – от 1,07 до 10,55 г/т. По спектрзолотометрическому анализу, содержание золота составляет 0,03–2,0 г/т, серебра – 0,0001–0,002 %, меди – 0,01–0,03 %, вольфрама – 0,002–1,0 %, свинца – 0,01–0,03 %, бария >1 %. Прогнозные ресурсы золота на проявлении по категории P₁ составляют 15 кг, серебра – 3534 кг [143].

На *комплексном месторождении Пионерское (Fe, TR) (IV-5-60)* выявлены делювиальные обломки лимонит-кварцевых, кварц-флюоритовых, гематит-

лимонитовых руд (Au 0,1–0,5 г/т). Здесь же, в мощной тектонической зоне в краевой части интрузии сиенитов минерализованные брекчии содержат лантана 0,3 %, церия 1 %. В коренных выходах наблюдаются кварцевые и кварц-флюоритовые жилы мощностью 0,25–1,5 м, длиной до 200 м [145].

Проявление в вершине руч. Медведевка (IV-6-30) имеет скудное оруденение с содержанием золота 2,1 г/т, мышьяка 0,3 % [116].

Проявление руч. Хвойный (IV-6-69) представляет собой глыбы катаклазированных, хлоритизированных гнейсов с сульфидами, которые прослежены на 125 м (золота, по данным спектрозолотометрического анализа, 10 г/т). Восточнее, по руч. Крутой (IV-6-70) – тектоническая зона северо-западного простирания, которая контролирует аномальные содержания золота (0,2 г/т) в донных осадках [116].

К разломам среди гранитов архея приурочена минерализация (Au – от 0,2–0,7 до 1,0 г/т) по р. Нелюка, в бассейнах Чуги и Амги (III-3-8, 15, 20). По уточненным данным, в пункте III-3-8 пробирным анализом установлено содержание 1,7 г/т золота, 5,2 г/т серебра, 0,58 % меди [22].

По р. Бурнала (V-4-15) минерализованная зона находится у надвига архейских образований на юрские отложения и содержит аномалии золота в милонитах с пирит-кварц-карбонатными прожилками (по пяти штуфам до 0,2 г/т) [22].

На *проявлении Чулангдинское (V-1-18)* магнетитовые кварциты несут послонную сульфидизацию (пирит и пирротин) и секущее окварцевание в зоне (0,5–10 м) меридионального простирания, длиной 300–500 м. В десяти пробах этих пород содержание золота – от следов до 1,5 г/т. Здесь же амфиболовые ортосланцы содержат 0,1–0,4 г/т золота, хлорит-тремолитовые сланцы и лиственизированные гипербазиты, по данным нейтронноактивизационного анализа, содержат 10,87 г/т золота и 3,1 г/т серебра, а по данным пробирного анализа – 2,4 г/т золота и 7,5 г/т серебра [147]. Железистые кварциты в верховьях р. Соготок-Харыйя содержат 0,1–1,9 г/т золота. В долине Эвонокита (V-1-34) железистые кварциты содержат Au 0,1–1,9 г/т [22].

По руч. Эмерях (V-1-28) в зоне тектонического контакта юрских и раннепротерозойских отложений золота – до 10 г/т, меди – 0,03 %, цинка – 0,03 % [22].

Мезозойские магматические породы формируют крупный вулканоплутонический комплекс, силлы, дайки щелочноземельных сиенит-порфиров и субщелочных сиенитов, где выделены штокверковые проявления Обман, Гранитный (III-6-60). Минерализация представлена жильной пирит-кварцевой ассоциацией. Содержание пирита – не более 5 %, присутствуют борнит, халькопирит, азурит, малахит, гематит. Содержание золота – от следов до 28,6 г/т, редко до 117,4 г/т.

Золоторудная кварцевая формация

Проявление золоторудное Сибач (V-3-9), сложенное метаморфогенными образованиями олёкминской серии, прорванными мелкими телами архейско-раннепротерозойских базит-ультрабазитовых пород. Породы в различной степени катаклазированы и гранитизированы. Наиболее ранние зоны катаклаза с наложенным полистадийным метасоматозом несут рассеянную комплексную золото-молибден-серебряную минерализацию. Зоны калиевого ме-

тасоматоза развиты по катаклазитам и сопровождаются окварцеванием и слабой сульфидизацией. Они образуют широкие полосы вдоль долины руч. Сибач. Содержание золота в зонах метасоматоза колеблется от 0,006 до 7,4 г/т, молибдена – до 0,005 %, серебра – 0,002 %.

Наиболее ярким представителем этого оруденения является проявление в истоках р. Сыллах (V-3-14). Здесь золотая минерализация приурочена к субширотной кварцево-жильной зоне, вмещающей диоритами неричинского комплекса. Протяженность зоны – около 400 м. В ней выделяется пять кварцевых жил мощностью от 0,1 до 2,5 м, в раздувах – до 13 м и протяженностью до 80 м. Жильный кварц содержит рассеянную вкрапленность и прожилково-гнездовые выделения пирита, халькопирита и галенита. Содержания золота в бороздовых пробах – от 0,005 до 0,8 г/т, серебра – 0,001–0,01 %, меди и свинца – 0,001–1 % и более. В одной штуфной пробе кварца из делювия содержания золота достигли 11,2 г/т. В делювиальных отложениях над жильной зоной содержится золото в количествах от 1 до 13 знаков на шлиховую пробу [138].

Пункт минерализации Симерик (V-4-8). В метаморфических породах архея выявлены пять кварцево-жильных зон северо-восточного простирания. Три из них вскрыты в коренном залегании. Ширина зон – 4–70 м, по простиранию прослежены по развалам от 20 до 500 м, с учетом геофизических данных – до 1200 м. Рудные минералы: пирит, пирротин, халькопирит, молибденит, шеелит, галенит; пробирным и спектральными анализами определены: золото – до 5–6 г/т, вольфрам – до 0,3–0,5 %, медь – до 0,2 % [108].

На *левобережье р. Турук (Ш-6-61)* в делювии обнаружены глыбы лимонит-кварцевого метасоматита с содержанием золота от следов до 5,8 г/т, серебра – до 6047,3 г/т. Прогнозные ресурсы до глубины 60 м по двум проявлениям составляют 460 кг [147].

Проявление в бассейне рек Аччыгый–Леглиер (IV-6-35) в поле развития пород архея установлены глыбы жильного обохренного кварца с обильной вкрапленностью пирита и знаками золота, с содержанием золота 8,4 г/т.

Пункт минерализации в вершине руч. Дыгдалы (VI-6-37). В развалах глыб гранит-порфиров обнаружена жила кварца мощностью 0,2–0,3 м с вкрапленностью галенита, халькопирита, пирита. Она содержит 0,3 г/т золота, 0,001 % серебра, 1 % цинка [22].

В долине Алдана (ПМ Ш-5-17, 21) кварцевые жилы содержат до 1 г/т золота. *По р. Прав. Унгра (ПМ V-4-21)* в узле пересечения многочисленных мелких тел эгирин-авгитовых сиенитов расположено много кварцевых и кварц-карбонатных жил с обильной сульфидизацией (в девяти пробах пробирным анализом установлено 0,1–0,4 г/т золота) [22].

Проявление Ледяное (VI-1-36) сложено многочисленными мелкими кварцевыми жилами субширотного простирания, их мощность – 0,5–3 м, длина – до 100 м. Среднее содержание золота 5,6 г/т. К юго-востоку от этого проявления установлено *проявление Скалистое (VI-1-34)*, сложенное гнейсами с согласными жилами кварца мощностью 0,2–3 м. Они содержат пирит, галенит, молибденит, халькопирит. Содержание золота – 5 г/т, серебра – 10–50 г/т, меди – 0,1 %, молибдена – 0,03 %, свинца – 1–2 %. Для него прогнозируется 1,6 т золота по категории P₃ [144].

Минерализация руч. Кварцевый (VI-3-2, 10) приурочена к жиле кварца (Au 0,3–10 г/т) в диафторитах.

Формация золотоносных конгломератов.

Конгломераты бытыгырской серии пунктов минерализации (IV-1-22, V-1-27, IV-1-29) содержат 1,4 и 1,3 г/т золота; конгломераты на правом склоне р. Олдонгсо – 2,3 г/т. Опробование в бассейне Юс-Кюэля показало для пласта (мощностью 25 м) метаконгломератов и кварцитов: Au – 0,5 г/т (четыре пробы из 33), Au – 0,1 г/т (две пробы); кварцитов и пудингов: Au – 0,1 г/т (12 проб из 50), Au – 1,5 г/т (одна проба), Au – 0,5 г/т (четыре пробы), Au – 0,6–1,0 г/т (пять проб) [127, 147].

В верховье Чоруоды (III-1-18) конгломераты кебектинской серии нижнего протерозоя содержат 0,1–0,2 г/т золота; песчаники этой же свиты по р. Тас-Миеле (IV-1-18) содержат его не более 0,3 г/т. На р. Хани (V-1-27) песчаники и кварцитопесчаники борсалинской серии содержат 0,8 г/т, редко 1,3 г/т золота [22].

Золоторудная полиметаллическая формация.

Месторождение золота им. П. Пинигина (IV-6-34) изучено до глубины 300 м и состоит из двух сближенных участков – Кур и Притрассовый площадью 1 км². Оба участка детально опробованы, а на Куре, кроме того, выполнена предварительная разведка. Рудовмещающие породы раннедокембрийского фундамента представляют собой моноклинально залегающий пакет мощностью свыше 1 км, сложенный чередованием субпараллельных пластообразных тел биотит-гиперстеновых и графит-гранат-кордиерит-биотитовых гнейсов нимырской свиты и метабазитов раннефедоровского комплекса, лейкократовых гранитов нормального и субщелочного состава. Простираение пород северо-западное (310–335°), падение северо-восточное (25–30°) на участке Кур и до 80–85° на участке Притрассовый. Выделяется три крупных тела метабазитов протяженностью 4,5–7,5 км и мощностью от 20–55 до 150 м, которые располагаются в 250–350 м параллельно друг другу. Между крупными телами линзы того же состава имеют протяжённость до 1,4 км и мощность до 30 м. Каждое тело метабазитов расслоено, представляя собой чередование согласных горизонтов метаморфизованных норитов, габбро-норитов, габбро и габбродиоритов мощностью от первых см до первых метров, участками содержащих соразмерные прослои плагиоклазитов и лейкократовых плагиогранитов. Рудные минералы (магнетит, ильменит, пирротин, пирит, арсенопирит, халькопирит и др. в сумме – 3–15 %) неравномерно распределены в виде рассеянной вкрапленности. Все промышленные золоторудные залежи приурочены к двум телам метабазитов с повышенной железистостью и низкой магнезиальностью.

Тело базитов на северо-восточном фланге месторождения несет промышленное оруденение на участке Кур, где в нем локализованы 12 рудных тел, в том числе 5 с промышленными содержаниями золота, по которым подсчитаны запасы категории С₂. Тело базитов №2, занимающее центральное положение, несет промышленное оруденение на участке Притрассовый (юго-восточный фланг месторождения). Оно вмещает наиболее крупную на месторождении золоторудную залежь, в которой находится 57 % балансовых запасов золота категории С₂. Тело базитов №3 на юго-западном фланге место-

рождения наиболее протяженное и мощное: длина свыше 7,5 км, мощность постепенно уменьшается с юго-востока на северо-запад со 150 до 15–20 м, наклон стабильно на северо-восток под углами 60–70°. На всем протяжении тело на полную мощность через 200–1040 м вскрыто линиями наклонных скважин, которыми выявлены многочисленные, но мелкие, не группирующиеся в пласты линзы оруденелых пород, содержащих от 0,1–0,7 до 2,08 г/т.

Золоторудные тела концентрируются в участках базитов, прилегающих к лежащим контактам. Они сложены согласными линзовидными крупнозернистыми, обычно зональными, обособлениями, несущими переменное количество сульфидов, арсенидов и сульфоарсенидов железа. Мощность их колеблется от первых см до 0,5–0,8 м, в единичном случае (рудное тело на участке Кур) достигает 4,5 м. Протяженность обособлений по простиранию и падению находится в прямой зависимости от их мощности, но не превышает 30–40 м. Обособления мощностью до 5–7 см незональны, сложены ферросалитом, феррогиперстеном, керсутитом, либо олигоклаз-андезином. Обособления мощностью до 18–20 см состоят из двух зон: внешней (мощностью до 5–7 см), по составу аналогичной незональным обособлениям, и центральной, в которой преобладает олигоклаз-андезин с примесью кварца. В обособлениях мощностью свыше 20 см появляется ядерная зона, сложенная агрегатом крупных зёрен кварца. Сближенные линзовидные обособления объединяются в золоторудные тела пластообразной формы. Главные рудные минералы золоторудных тел и обособлений – пирротин, пирит, лёллингит и арсенопирит, содержание которых колеблется от первых процентов до 50–60 %, второстепенные и редко встречающиеся – халькопирит, молибденит, кобальтин, самородные висмут и золото. Самородное золото встречается в основном в центральной, существенно кварцевой, зоне полнозональных обособлений, в микротрещинах и интерстициях. Средний размер золотин – 10,7 микрон, максимальный – 0,12 мм. Пробность золота колеблется от 947 до 1000 с примесями: серебро – до 0,9 %, медь – до 0,08 %, ртуть – до 0,03 %. Содержания золота наиболее контрастно и положительно коррелируют с содержаниями мышьяка и висмута, заметно слабее – с медью, кобальтом и серебром. Золото, висмут и теллур концентрируются в лёллингите, серебро, теллур и рений – в молибдените при среднем содержании золота в лёллингите 68 г/т, максимальном – около 200 г/т.

На месторождении проведены испытания малой технологической пробы и составлен технико-экономический расчет (ТЭР), которым рекомендуется комбинированный способ отработки месторождений: карьерный до глубины 100 м и шахтный на больших глубинах (до 300 м). Кондиции, обоснованные ТЭР (утверждены НТС Госкомгеологии РС(Я), протокол № 158 от 28.10.2003 г.) и использованные при подсчёте запасов месторождения, а в последующем и при определении ресурсов на вновь обнаруженных рудопоявлениях, следующие (числитель – открытая добыча, знаменатель – подземная): бортовое содержание золота – 1/2 г/т; минимальное промышленное содержание в подсчетном блоке – 2,11/4,4 г/т; минимальная мощность рудного тела – 2,0/0,8 м; максимальная мощность «пустых» пород в рудопересечении, включаемая в подсчет запасов – 5/2 м. Для подсчета забалансовых запасов золота категории С₂ рекомендуемое бортовое содержание 0,3/0,4 г/т. Всего на

месторождении выделяется шесть промышленных рудных тел. Протяженность тел по простиранию от 140 до 900 м, по падению от 30 до 300–320 м при средней мощности от 1 до 4,5 м и среднем содержании золота в целом по шести рудным телам 5,67 г/т. С глубиной мощность рудных тел уменьшается, и в них снижаются содержания золота. Исключение составляет рудное тело № 4 участка Притрассовый, в котором содержание золота повышается от 6,34 г/т в контуре открытой добычи до 15,8 г/т в контуре шахтной отработки. В рудах установлены повышенные содержания (средние по месторождению): серебра – 9,3 г/т, меди – 0,046 %, кобальта – 0,012 %. Балансовые запасы золота категории С₂ составляют 15,095 т, в т. ч. для открытой добычи 8157 кг, для подземной – 6928 кг; забалансовые категории С₂ при среднем содержании 0,75 г/т – 2,598 т, в т. ч. для открытой добычи 933 кг, для подземной – 1665 кг; прогнозные ресурсы категории Р₁ при среднем содержании 2,91 г/т – 3,388 т, в т. ч. для открытой добычи 859 кг, для подземной – 2529 кг. В балансовых рудах находятся до 25 т серебра, свыше 1200 т меди и более 320 т кобальта [144].

На водоразделе рек *Верх. Сирик и Ниж. Сирик* проявления VI-3-10, 14, 16, 21, 33) и пункт минерализации (VI-3-34) здесь представлены зонами прожилкового окварцевания (от первых до 30 м), длиной от 100 до 500 м в архейских кристаллосланцах, гнейсах и гранитах, прорванных дайками меловых гранит-порфиоров. В зонах окварцевания развиты рассланцованные, пропицитизированные, брекчированные породы. Кварц часто гребенчатый, халцедоновидный, содержит сульфиды. На участке Лина содержание золота – по данным штучного и бороздowego опробования кварца, – от 1,0 до 4,2 г/т, редко до 6,2 г/т, серебра – от 7,2 до 187,5 г/т, свинца – 0,1–1,0 %, цинка – до 0,1 %, молибдена – до 0,06 %.

На проявлении *Верхнесирикское* (VI-3-10) содержание золота – до 3 г/т, свинца – до 1 %, вольфрама – до 0,15 %. Прогнозные ресурсы золота по категории Р₃ составили 12 т.

На проявлении *Еловый* (VI-3-16), по данным пробирного анализа бороздowych проб, содержание золота – от 1,0 до 9,3 г/т (в одной пробе 29 г/т), серебра – до 140 г/т. Прогнозные ресурсы на глубину 100 м составили 1 т золота и 74,7 т серебра.

В *верховье р. Лемочи* (ПМ IV-2-15) в зоне зеленосланцевого диафтореза (10 м, длина 600 м) по аповулканитам в склоновых пробах пробирным анализом установлено содержание золота 0,1–0,2 г/т. В 32 пробах установлена медь – 0,1–0,7 %, свинец – до 0,01 %, олово – до 0,0015 %, серебро – до 29,7 г/т [147].

На проявлении *Исток* (VI-3-14) содержание золота составляет 1,1–5,7 г/т, серебра – до 150 г/т, свинца – до 0,25 %, цинка – до 0,3 %, мышьяка – до 0,04 %.

На проявлении *Галенитовое* (VI-3-33) пробирным анализом установлено 2,5–5,8 г/т золота, спектральным – серебра до 60 г/т, свинца – 1,0–1,5 %, цинка – до 1 %. Прогнозные ресурсы по категории Р₂ на глубину 100 м составили свинца 1,6 тыс. т, цинка – 1,1 тыс. т, серебра – 12,1 т. В пунктах минерализации Сирикского рудного поля содержания золота – до 1 г/т, редко 2 г/т [22].

В *верховье р. Солокит* (VI-3-34) установлена зона окварцевания, связанная с дайками мезозойских пород. Содержание золота, по данным пробирного анализа, в гребенчатом халцедоновидном кварце составляет до 3,9 г/т, серебра – 418,8 г/т. Спектральным анализом установлен молибден – до 0,1 % [22].

В *долине Тас-Юрха* (ПМ VI-2-7) среди сиенитов палеозоя найдены глыбы молочно-белого кварца, который содержит золота 1 г/т, серебра – 2000 г/т, молибдена – 0,06 % [118].

Золотоносная гумбеитовая формация.

Месторождение Федоровское (Лунное) (Ш-6-23) размещается среди гнейсов и кристаллосланцев федоровской серии и представлено штокверковым оруденением в маломощных, но протяженных зонах дробления. Центральная часть зоны выполнена метасоматитами пирит-калишпатового, пирит-карбонат-калишпатового составов (гумбеитами). Тела метасоматитов сопровождаются ореолами слабой и умеренной калишпатизации, хлоритизации, эпидотизации, окварцевания. По метасоматитам развиты катаклазиты, тектонические брекчии и микробрекчии. Общее простирание зоны – 290–295°, падение юго-западное под углами 75–85°. Мощность отдельных швов зоны изменяется от 2–3 до 30–40 м. Мощность рудного тела, оконтуренного по бортовому содержанию 1 г/т, колеблется от 0,5–1,0 м на юго-восточном фланге до 20–22 м на северо-западе. По минеральному составу руды месторождения являются золото-серебряными с ураном. В границах рудного тела содержание золота колеблется от 0,5 до 32,8 г/т (преобладает 2–7 г/т), а содержание серебра – от 0,2 до 64 510 г/т (преобладает 3–80 г/т). Кроме того, руды содержат в среднем 0,051 % урана и характеризуются высокими (в 2–10 раз выше регионального кларка) концентрациями мышьяка, меди, молибдена, иттрия, ниобия и ванадия [22].

Комплексное молибден-медно-золоторудное месторождение Рябиновое (Ш-6-2) охватывает мезозойский полихронный россыпеобразующий щелочной вулканоплутон (50 км²) с площадной эгиринизацией и массовым развитием микроклинизации и мусковитизации, сопровождаемой маломощными жилами, прожилками, залежами специфических метасоматитов – продуктов трехстадийного метасоматоза железо-калиевого и водородно-калиевого (по А. Н. Угрюмову). Разведка месторождения продолжается. Рудные тела оконтуриваются обычно по содержанию металла и представляют собой крутопадающие штокверки и прожилково-вкрапленниковые зоны, иногда с рудными столбами изометричной или эллипсоидальной формы, которые приурочены обычно к фенгитовым слюдитам, микроклинитам и кварц-микроклиновым жилам и прожилкам. А. А. Ким и А. Я. Кочетковым установлена следующая последовательность послемагматических образований: 1) кварц-гематит-мусковит-ортоклазовые метасоматиты ареальные по щелочным сиенитам; 2) околорудные адуляр-серицит-мусковитовые локальные зоны; 3) продуктивные золото-пирит-микроклиновые залежи и жилы; 4) продуктивные гематит-кальцит-кварц-золото-полисульфидные залежи и жилы; 5) позднерудные молибденит-кварцевые и галенит-кварцевые жилы и прожилки.

На участке Мусковитовый золоторудные тела залегают в зоне метасоматитов между ортоклазовыми пегматитами и нефелиновыми сиенитами и прослежены на глубину более 200 м. Золотоносными являются верхние части

зоны, приподошвенные – меденосные. Кроме того, вкрапленниково-линзово-гнездовые меднорудные халькопирит-борнитовые залежи обнаружены вне зоны в эгиринизированных ортоклазовых пегматитах. Главным концентратором золота является пирит, содержащий и серебро, медь, цинк. Высокопродуктивно-золотоносной является гематит-кварц-карбонат-золото-полисульфидная ассоциация этой зоны, а менее продуктивной – ассоциация золото-карбонатно-микроклиновая в эгиринизированных пегматитах. Зона окисления мощностью 30 м содержит видимое золото. Кварцево-молибденовые прожилки и вкрапленномолибденитовая минерализация разобщены с золоторудными телами и находятся в слабосульфидизированных серицитолитах на северной периферии участка и на глубине 100 м ниже золоторудной залежи. Восточнее участка установлены кварцевые жилы с молибденсодержащими охрами. Всего по участку Мусковитовый (за исключением обрабатывавшегося рудного тела № 1) подсчитаны балансовые запасы золота по категории C_1 в количестве 6,617 т и забалансовые по категории C_2 – 3,806 т, серебра (баланс. + забаланс.) – 15,410 т, пригодные для обработки открытым способом. В обрамлении рудонасыщенных зон 6 и 7 подсчитаны, до глубины 100 м, прогнозные ресурсы золота категории P_1 – 12 т. Запасы меди категории C_2 – 96,3 тыс. т [131].

На участке Новый оконтурен золотоносный штокверк (150 м) в сульфидизированных (2–5 %) и мусковитизированных эпилейцитовых порфирах и брекчиях. Здесь золотоносные тела сопровождаются аномалиями молибдена и серебра. Промышленное оруденение участка Новый связано с мусковитизированными сиенитами и носит вкрапленный характер. Содержание сульфидов – до 10–15 %. Основной рудный минерал – пирит, редко отмечается брукит. В разрезе мощности рудных интервалов колеблются от 1 до первых сотен метров при средних содержаниях от 1,1 до 2,4 г/т.

До горизонта +800 м подсчитаны балансовые запасы категории C_1 : золота – 9,136 кг, серебра 4,512 т и забалансовые по категории C_2 – 49,770 т [131].

На участке Лагерный на 500 м прослежена прискарновая зона сульфидного оруденения шириной 100–300 м. Руды редковкрапленниковые (до 5 %, редко 10–20 %), приурочены к жилам и прожилкам микроклин-эгириновым, кварц-эгириновым, кварц-карбонатным, кварцевым, а также к окружающим их породам, являются полисульфидными, обычно халькопирит-галенитовыми, золотоносными в пиритсодержащих ассоциациях (содержание золота – до 0,6 %, редко – 10 г/т); сопровождаются апатитом, флюоритом, сфеном. Скарнированные доломиты в южной части месторождения содержат золота до 12,7 г/т [22].

Пункт минерализации на левобережье р. Усу (IV-1-12) сходного характера с гумбеитами, содержащими золото (0,3 г/т).

На проявлении золота Олонноконское (IV-1-7) пласт (7 м) гематитизированных песчаников и доломитов кебектинской серии, прослеженный на 1100 м, содержит рассеянную вкрапленность пирита, примазки малахита в цементе. Песчаники содержат 1,2 г/т золота [22].

Золоторудная сульфидная формация.

По р. Амедици (ПМ IV-4-34) обнаружена зона сульфидизации (150 м) в гранитоидах, содержащих ксенолиты кристаллосланцев и силлиманитовых

гнейсов. Минерализация представлена пиритом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом. В 18 пробах из 20 сульфидизированных гранитов установлено 0,02–2 г/т золота [22].

Пункт минерализации Угрюмое (III-1-12) представлен диафторированными окварцованными метагаббро амнуннактинского комплекса (Au – 3 г/т) [147].

Проявление Сульфидное (III-6-44) связано с зоной рассланцевания и катаклаза в штоке авгитовых сиенитов. Площадь интенсивного оруденения – 15–20 км², где оно представлено гнездами и вкрапленниками размером 0,5–0,8 см халькопирита, борнита, ковеллина, малахита. Содержание золота – до 10 г/т, в делювиальных глыбах – до 24,5 г/т.

У оз. Блачак-Кемое (ПМ V-1-5) сульфидизированная зона дробления в гнейсах и слюдяных сланцах архея содержит золота 0,2–0,8 г/т. На правобережье левого притока р. Атбастах (ПМ V-1-6) в зоне тектонической границы выхода борсалинской серии содержание золота в сколковой пробе – 0,2 г/т [144]. На *левобережье р. Атбастах* (ПМ V-1-16) в зоне бластомилонитов в гнейсогранитах архея золота – 1 г/т [22].

С гранитами предположительно архейского возраста связан пункт минерализации (III-3-17), выявлены свалы обохренных гранитов Au – 0,9 г/т.

Предположительно с телом габбро-сиенитов связан пункт минерализации руч. Тур (IV-6-84), где, по данным спектрозолотометрического анализа донных осадков, содержание золота достигает 4 г/т.

На водоразделе рек Ларбачан и Нижн. Ларба выявлено Тогунасское рудное поле. *Проявление Атугей (VI-4-26)* представлено раннемеловыми грано-сиенит-порфирами, аргиллизированными с тонкопрожилковым окварцеванием. Протяженность рудных тел – 1,2 км, средняя ширина – 2,7 м. Руды полиметаллические вкрапленные, состоящие из гематита, пирита, золота, галенита, сфалерита, халькопирита, ковеллина, тетраэдрита, броньарита. Среднее содержание золота в них – 2,6 г/т, прогнозные ресурсы золота – 2,4 т, серебра – 134,8 т [22].

В *верховье р. Лев. Солокит (ПМ VI-3-30)* обнаружены развалы желтоватого мелкозернистого кавернозного гребенчатого кварца, прослеженные на 200 м. Пробирным анализом в кварце установлено 1,0–1,5 г/т золота. По левому притоку руч. Выходной делювиальная россыпь (20 × 80 м) обохренного кварца содержит золота 1,3 г/т.

На водоразделе р. Расторгуев–руч. *Чистый (VI-3-3)* жильный кварц в поле развития гнейсов содержит 1,1 г/т золота, по данным пробирного анализа. В *вершине руч. Кварцевый (VI-3-2)* жильный кварц в поле диафторитов содержит 0,6–1,5 г/т золота [22].

Проявление Чиктыкан (VI-4-29) представлено субширотной кварцевой жильно-прожилковой зоной, содержащей сереброносные каолинит-халцедоновые жилы и участки окварцевания общей протяженностью 300 м, мощность жил – 0,2–4,7 м. Эти образования приурочены к контактам даек фельзитов и трахилипаритов с вмещающими породами. Жилы содержат пирит (2–3 %), аргентит, гематит, золото, сфалерит, вульфенит, халькопирит.

Проявление Дениска (VI-4-30) приурочено к отложениям иликанской серии, прорванными дайками сиенит-порфиров олёкмо-станового комплекса.

На контактах даек развита трещиноватость и жилки пирит-кварцевого состава. Вмещающие породы березитизированы, пиритизированы, окварцованы. Рудные тела согласны с простиранием даек. Установлены три крупные зоны окварцевания длиной 300, 400, 800 м, мощностью не менее 1 м. Содержание в них золота, по данным пробирного анализа, – 0,2–15,2 г/т, серебра – 5,0–148,2 г/т [22].

В 5 км южнее пункта минерализации Дениска, на проявлении Сирик прослежены две зоны окварцевания (VI-4-34) площадью 100×200 и 600×300 м отложений тогунасской свиты на контакте с раннепротерозойскими гранитами. Кварцевые жилы толщиной от 1 до 40 см содержат до 1 г/т золота, по данным пробирного анализа. Участок Верхний представлен зоной трещиноватости вдоль контакта вулканитов с дайками сиенит-порфиоров. Здесь развиты пропицитизированные, серицитизированные, окварцованные породы. Между дайками установлена зона прожилкового окварцевания площадью 200×400 м, которая уходит на северо-восток под эффузивные образования. Содержание золота в окварцованных породах – до 9,5 г/т, серебра – до 250 г/т, свинца – 0,01 %, молибдена – до 0,01 % [22].

Пункт минерализации (III-1-11) (участок Вершинный) сложен кристаллосланцами и гнейсами, прорванными меловыми дайками пуласкинов, вогезитов, сельвсбергитов. Вокруг них по зонам трещиноватости развиты железослюдковая минерализация и окварцевание. Содержание золота в этих зонах, по данным штучного опробования, – 2,1–2,3 г/т, по данным пробирного анализа – 0,1–0,4 г/т. В пункте минерализации III-1-9, содержание золота – 0,1–0,3 г/т [22].

Проявление Верхнеолорбохское (II-3-15) приурочено к узлу пересечения разломов на контакте венд-нижнекембрийских и юрских отложений с арельным проявлением окварцевания, сульфидизации, гематитизации, кальцитизации и гумбеитизации.

На руч. Хатырхай (ПМ II-4-11) содержание золота в гематитизированной части даек минетт достигает 3,2 г/т, в ортофирах – 4,2 г/т, в то время как магнетитовый скарн с гнездами и прожилками (толщина 5–8 см) кварц-гематитовой руды содержит золота от 0,2–0,7 до 4,8 г/т. Здесь же минерализация золота установлена и в других породах: в роговообманковых порфирах кварцсодержащих – 1–2 г/т, в эгириновых сиенит-порфирах кварцсодержащих с плагиоклазом – 2–5 г/т, в лейкократовых кварцсодержащих ортофирах с плагиоклазом из зоны дробления – 1–2 г/т [22].

В *бассейне Иннели* установлен *пункт минерализации (III-4-1)*, представленный скарнами магнетитовыми, сульфидизированными, в архейских породах – на границе с ортофирами. Пробирным анализом в скарнах установлено: Au – 1,9 г/т, реге 2,9 г/т, Ag – 4,1–8,2 г/т [147].

На *проявлении магнетитовых руд в пределах гольца Паленый (III-6-38)*, сформировавшихся под покровом силла сиенит-порфиоров, установлено халькопирит-пирротинное золотоносное оруденение. Тремолит-магнетитовые руды с сульфидами содержат 0,7–54,6 г/т золота, 2,5% меди, магнетитовые руды – 0,7–5 г/т [145].

Пункт минерализации на водоразделе рек Алдан и Амедичи (IV-4-34) приурочен к ксенолиту биотитовых гнейсов (Au – 0,2 г/т), залегающему среди

позднеархейских гнейсогранитов. По *р. Субган* (ПМ IV-3-19) пиритизированные биотит-амфиболовые кристаллосланцы содержат 0,1 г/т золота [133]. По *р. Тунгурчакан в устье руч. Верхний Колбас* (ПМ V-2-16) биотитовые и биотит-амфиболовые микрогнейсы содержат зону (50 м) вкрапленности пирита, халькопирита длиной 300–400 м (Au – 0,1 г/т, Bi – 0,002 %, Cu – 3 %). В 5 км выше устья *р. Бол. Беркакит* (ПМ VI-5-7) сульфидизированные гнейсы и кристаллосланцы нижнего архея содержат 0,8 г/т золота. На *р. Имангра* (ПМ VI-1-11) сульфидизированные сланцы позднего архея содержат 0,1–0,9 г/т золота [118]. На *р. Инакли* (ПМ II-5-9) в толще кристаллосланцев с кварцитами нижнего архея залегают линзы и прослойки сульфидно-диопсидовых пород, в которых по пробирному анализу: Au – 1,9 г/т, Ag – 8 г/т.

По *р. Унгра* отмечается ряд точечных аномалий золота (0,03–0,06 г/т), связанных с мелкомасштабной пиритоносностью кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов верхнеалданской серии [147].

Пункт минерализации на водоразделе рек Алдан и Амедици (IV-4-34) приурочен к ксенолиту биотитовых гнейсов (Au – 0,2 г/т), залегающему среди позднеархейских гнейсогранитов. По *р. Субган* (IV-3-19) пиритизированные биотит-амфиболовые кристаллосланцы содержат 0,1 г/т золота [133]. По *р. Тунгурчакан в устье руч. Верх. Колбас* (ПМ V-2-16) биотитовые и биотит-амфиболовые микрогнейсы содержат зону (50 м) вкрапленности пирита, халькопирита длиной 300–400 м (Au – 0,1 г/т, Bi – 0,002 %, Cu – 3 %).

По *р. Мал. Чульман* (VI-5-8) хлорит-серицит-кварцевые сланцы с пиритом и халькопиритом содержат 4–4,8 г/т золота и 42,8 г/т серебра. Валун пиритизированного диафторита, найденный в русле руч. Черемуховый (ПМ VI-5-1) содержит 18 г/т золота. В верховьях *р. Нижн. Беркакит* (VI-5-10) диафториты содержат четкообразные линзы кварц-карбонатной породы с пиритом. Они содержат 0,4–1,2 г/т золота [22].

Пиритизированные диафториты в долине *р. Делинде* (ПМ VI-5-44) содержат 1,0–1,2 г/т золота, по *руч. Прав. Чако* (VI-5-25) – 1 г/т. По *левому водоразделу руч. Прав. Капрал* (VI-5-29) диафториты с прожилками сульфидизированного кварца содержат 0,8; 1,6; 4,4 г/т золота [147].

Кроме вышеописанных имеется ряд золоторудных объектов не установленной формационной принадлежности.

Ярогинская серия раннего протерозоя, обнаженная в бассейне *р. Дьякунда*, содержит золото в пунктах минерализации: IV-3-25 среди магнетит-биотит-полевошпат-кварцевых сланцев (Au – 4 г/т); пункт, именуемый участком Белрой, среди пирит-графитсодержащих сланцев (Au – 0,2 г/т). Здесь же в метаконгломератах установлено присутствие золота в количестве от 0,02–0,2 до 2 г/т [22].

В бассейне Сени нижнепротерозойские графитоносные сланцы содержат золота до 1 г/т.

Исследования В. Е. Кудрявцева по золотоносности пород бытыгырской серии дали интересные результаты. В пункте *Верх. Хохолло* базальный горизонт мощностью 15 м, по данным пробирного анализа штучков (16 проб), отобранных вкрест простиранья пласта, содержит золота 0,1–0,76 г/т (в шести пробах) и 8,9 г/т (в одной пробе). В перекрывающих кварцитопесчаниках в двух пробах 0,3 и 11,9 г/т золота. В иных пунктах (III-1-18; IV-1-29, 31) кон-

гломераты и гравелиты этого участка характеризуются содержанием золота от 0,1 до 0,6 г/т.

В долине Олёкмы (II-2-5) в песчаниках и гравелитах дикимдинской свиты пробирным анализом установлено от 0,1 до 0,4 г/т золота [22]. Гравелитистые песчаники юдомской серии на проявления (II-2-5) содержат Au – 0,3 г/т [22].

Формация золотоносных россыпей.

Центрально-Алданский район характеризуется крупными, в том числе полигенетическими сложными россыпями.

Россыпь р. Селигдар (II-6-3) распространена по всей долине и состоит из участков с различным качеством и содержанием металла. Золотоносными являются аллювиальные песчано-галечные отложения, возраст которых, безусловно, не может быть только современным. По уточненным данным, это либо ранне-среднечетвертичные, либо более древние – неогеновые или даже палеогеновые отложения. Плотик часто разновозрастный. Так, ниже устья р. Бол. Куранах он сложен среднечетвертичными(?) торфяно-глинистыми отложениями, а в нижней части россыпи содержит карстовые воронки, заполненные золотоносным аллювием до глубины 18 м. Промышленно золотоносными являются современные аллювиальные отложения, мощность которых изменяется от 1,5 до 34 м, достигая наибольших величин на глубине 8–12 м. Мощность золотоносного пласта колеблется от 0,5 до 11,0 м, мощность торфов – 0,5–10,0 м. Ширина промышленной части контура для дражной отработки составляет 40–1200 м. Содержания золота изменяются от знаков до 0,5 г/м³, достигая в единичных пробах 7,416 г/м³. Наиболее богатые участки россыпи находятся на отрезках реки от устья р. Орто-Сала вниз по течению на 5 км и от устья р. Бол. Куранах вниз по течению на 10 км. Линейные запасы металла составляют здесь 200–500 кг/км. Золото в россыпи мелкое, желтого цвета с красноватым оттенком, пробностью 920. К настоящему времени россыпь в значительной степени отработана [26].

Ниже устья Ортосалы длина россыпи – 35 км, промышленные участки составляют 14 км, их ширина – 167–235 м, мощность песков резко изменяется – от 4,19–4,42 до 15–20 м, а на участке Озерный достигает 50–60 м. Выше устья Селигдара россыпь связана с более молодыми отложениями с концентрацией металла в средних и нижних горизонтах аллювия. Промышленные участки (1,1–3,4 км) чередуются с малопродуктивными, содержание золота колеблется от следов до 13 558 мг/м³.

Участок Долговский Полигон длиной 11 км содержит богатое золото; на флангах россыпи его среднее содержание составляет 211 мг/м³, общие запасы по категориям В + С₁ – 3,6 т.

Россыпи по правым притокам р. Селигдар (II-6-2) имеют длину 2,78 км, ширину 55 м, среднее содержание Au – 351 мг/м³.

Россыпь р. Ортосала (II-6-45) состоит из трех стратиформных горизонтов, из которых верхний малопродуктивный, а нижние давно отработаны. Доразведка выявила новые участки в приплотиковой части россыпи (длина 9,4 км, ширина 8–240 м, среднее содержание Au – 248 мг/м³). Золотоносной является также приплотиковая часть остатков древней террасы (Аляска) с содержанием золота 800–20 000 мг/м³ [147].

Россыпь руч. Незаметный по запасам золота являлась уникальной. Россыпь состояла из двух частей: нижней аллювиальной четвертичного возраста и верхней озерно-аллювиальной палеогеновой. Нижняя россыпь, вероятно, образовалась в значительной степени в результате размыва верхней. Плотиком россыпи являются докембрийские граниты, на отдельных участках долины – доломиты. Параметры нижней россыпи: длина 3 км, ширина 50–300 м (средняя 150 м), мощность торфов – 0,5–8 м (средняя 5 м), песков 0,2–3 м, средняя 1,5 м), среднее содержание золота 3,1 г/м³. Золото мелкое, в основном менее 0,25 мм (69,3 %) и 0,25–1 мм (24 %). Пробность его 890–980 (средняя 951). Верхняя часть россыпи имела длину 2 км, ширину 80–240 м (среднюю 170 м), мощность торфов – до 3,6 м, песков – 0,2–9,2 (средняя 2,7 м), содержание золота 1–1,5 г/м³; 84 % золотин имело размер 0,074–0,21 мм. Особенностью данной части россыпи являлось чередование местами в разрезе слоев рыхлых отложений и вмещающих доломитов (многоярусность). Причиной этого явилось, вероятно, карстование вмещающих доломитов. Вследствие исключительно мелкого золота и сильно глинистых отложений, извлечение металла из россыпи достигало не более 30 %, поэтому месторождение перерабатывалось неоднократно, в т. ч. малолитражными драгами [27].

По руч. Каменистый россыпь длиной 10 км содержит неравномерно распределенное золото (от следов до 1000 мг/м³). Россыпи многих притоков р. Ортосала отработаны с извлечением: по р. Орогон – 1654 кг, руч. Белка – 92 кг, руч. Геологический – 76,1 кг, руч. Западный – 151,9 кг.

Выявлен ряд делювиально-аллювиальных россыпей с содержанием золота от следов до 8 г/м³ (руч. Пролетарский). Такие россыпи залегают на контакте архейских пород с доломитами венда и содержат обломки сульфидизированных скарноидов, золотокварцевых жил, а также самородки при постоянном присутствии тонкодисперсного золота в глинах из кор выветривания (палеоген–неоген).

Россыпь р. Бол. Куранах распространена по всей долине (II-6-17). Возраст россыпи – четвертичный и палеоген-неогеновый [26]. Ее ширина – 20–250 м, мощность песков – 0,5–4 м, плотик местами залегают на погребенных террасах, содержание Au – 2000–200 000 мг/м³, встречаются самородки. Много россыпей по притокам этой реки [147].

Россыпь руч. Тамарак (II-6-46) имеет длину 2780 м, ширину 90 м. Золотоносными являются аллювиально-делювиальные отложения с большим содержанием глинистой фракции, переотложенной из каолиновой коры выветривания (по уточненным данным, олигоцен, как и во многих других долинах этого района). Рабочий пласт (мощность 1,2 м) содержит 200 мг/м³ золота и перекрыт торфами мощностью до 3,5 м.

По руч. Глубокий промышленный участок россыпи (2610 м) сложен аллювиально-делювиальными отложениями мощностью 7–8 м, залегающими на глубине 4–6 м. Среднее содержание золота – 328 мг/м³ (местами до 2500 мг/м³).

Россыпь руч. Сосновый длиной 6 км и шириной 20–40 м содержит на глубине 0,5–4,9 м золотоносный пласт (0,2–3,4 м) песчано-галечных отложений с валунами, сильноглинистыми, выветрелыми, в кровле которых находится каолининовая кора выветривания (унгринская свита эоцена). Развита по ним

кора выветривания и продукты ее ближайшего переотложения рассматриваются как эоцен-олигоценные. Содержание золота в верхней части россыпи – 5–6 г/м³, в нижней – 3–14 г/м³.

Россыпи подобного характера, местами с закартированным плотиком, обладают следующими параметрами: ручьи Надежный и Латышский (II-6-7) – длина 8,7 км, ширина 10–40 м, в нижней части до 80 м, мощность золотоносного пласта – 1,2–1,44 м, содержание Au – до 3000 мг/м³; руч. Боковой: длина – 1940 м, ширина – 82 м, мощность золотоносного пласта – 0,6–4 м (залегает на глубине 0,2–1,2 м).

Месторождение р. Якокут (III-6-1) представлено россыпью длиной около 34 км, шириной до 500 м. Россыпь приурочена к левому борту долины, имеет весьма сложное строение и является вдольбортовой аллювиальной долинной россыпью четвертичного возраста с узловым характером распределения золота по простиранию. Общие параметры месторождения следующие: длина промышленного контура – 23 км, средняя ширина – 122 м (50–485 м), мощность песков – 2,6–10,2 м (средняя 6 м). Среднее содержание химически чистого золота – 131 мг/м³ [27].

Россыпь р. Якокут (II-6-35) имеет длину 10 км, ширину 1,5–2 км со следующими параметрами промышленных участков: длина 2346 м, ширина 200–800 м, мощность – от 4–5 до 8–15 м. Золотоносный пласт сложен хорошосортированными песчано-галечными отложениями (6–8 м), залегающими на среднетчетвертичных(?) галечниках с прослоями песчанистой глины. Среднее содержание Au – 200 мг/м³. По притокам р. Якокут установлен ряд промышленных и непромышленных россыпей.

Россыпь Дэлбэ (II-6-6) имеет большую длину (16 км) при средней ширине 53 м и содержит золотоносный пласт (4–5 м) глинистых песков со слабоокатанной галькой окружающих пород, перекрытый обломочно-глинистыми отложениями [147].

Разнообразна золотоносность бассейна р. Томмот (III-6-56) аллювиальная, долинного типа. Главная – Верхнетоммотская россыпь (длина около 41 км, ширина 10–560 м (средняя 217 м) [27] сложного генезиса приурочена, как и Якокутская, к грабен-долине с закарстованным плотиком, на котором с постепенным переходом залегают условно-верхненеогеновые каолиновые коры выветривания, а иногда древний элювий (до 1 м). Распределение золота неравномерное, с общей тенденцией к обогащению нижних частей разреза (от следов до 9420 мг/м³), среднее содержание Au – 227 мг/м³, запасы 13 024 кг [22]. На другом участке длиной 14 км (руч. Турукан–руч. Нерянджа) россыпь содержит 848 кг золота.

Современная *россыпь по руч. Таежный* частично отработана, в пласте мощностью 0,5–6 м (до 11 м) добыто более 100 кг металла. Здесь же в пойменной части ширина россыпи достигает 360 м, вниз по течению она раздваивается, и здесь наиболее богатые участки содержат Au более 100 мг на 100 пог. м. Общие запасы металла – 2589 кг при среднем содержании 0,9 г/м³. В среднем течении руч. Таежный золотоносный пласт начинается с глубин 40–60 м и содержит Au более 1000 мг/м³.

Россыпь по руч. Турук представлена струей шириной от 40–60 до 116–140 м в современном аллювии со средним содержанием 382 мг/м³ (имеются

куэсты с Au до 277–213 мг/м³). *Россыпь руч. Турукан* (III-6-56) имеет длину 2114 м, ширину 55 м со средним содержанием Au 409 мг/м³ [22].

Россыпи по р. Бол. Нимныр (IV-6-15) и ее притокам небольшие, длиной 3–12 км и в значительной мере выработаны, иногда содержали самородки. В маломощных пластах установлено высокое содержание золота: по р. Амуткан (IV-5-7) – до 8000 мг/м³ в пласте 0,5 м мощности; по р. Унгра (IV-5-51) в пласте мощностью 1,5 м – до первых тысяч мг/м³ [22].

Верхнетимптонский район. Здесь давно отработаны, несистематически доразведываются и разрабатываются многочисленные золотоносные россыпи как по руслу р. Тимптон, так и вдоль его притоков. Предполагается, что источником золота являются диафториты, а также секущие их мезозойские кварцевые жилы длиной 100–150 м (до 1000 м), мощностью 1–7 м [147].

На россыпях руч. Скобельцинский и р. Тимптон (VI-6-5), ранее отработанных, продолжается в том или ином месте повторная эксплуатация. По руч. Скобельцинский золотоносный пласт (0,8–1,5 м) в рыхлых отложениях мощностью 3–6 м имеет длину 150 м при ширине 40–60 м. Среднее содержание Au – 8–9 г/м³. Россыпь р. Тимптон представлена несколькими струями мощностью до 3 м при суммарной мощности рыхлых отложений на террасе 8–9 м, а в русле – 3,5–4,0 м. Общая длина россыпи – 12 км, ширина – 163 м, среднее содержание Au – 276 мг/м³.

Россыпь руч. Муравьевский (VI-6-40) имеет длину 7,5 км, ширину 20–90 м, общую мощность рыхлых отложений до 8 м, а содержание золота 400–1500 мг/м³.

Россыпь руч. Колбочи представлена песчано-глинистыми отложениями со щебнем диафторитов и содержанием золота 2–20 г/м³; ее длина 8,5 км, ширина 10–60 м.

Россыпь между ручьями Березовый и Огиновский по р. Тимптон (VI-6-5) приурочена к террасе и руслу. В террасных отложениях (3,2–7,0 м) содержание золота 250–520 мг/м³, а в русловых отложениях (2,5–3,6 м) – 500–700 мг/м³. Общая длина россыпи – 9 км, ширина составляет на террасе 50–200 м, в русле – 30–87 м.

Выше устья Иенгры имеются участки Подкова – длина 6 км, участок Думка – длина 5 км, участок Южный – длина 4 км, ниже которого имеется обособленная россыпь мощностью 10 м (длина 8,5 км, ширина 500–700 м) со средним содержанием золота от следов до 179 мг/м³. Между реками Тантрак и Кабакта выделен дражный полигон с невыясненными ресурсами общей длиной 13 км при ширине 10–70 м. Золото обнаружено здесь в интервале мощностей 4–7 м.

Россыпи Севериканской минерагенической зоны (VI-5-45, 12, V-3-15, 10, 11 и др.). Все россыпи района относятся к верхнечетвертичным аллювиальным долинного типа. Они характеризуются невыдержанными параметрами – мощностью торфов и песков, шириной золотоносных струй и содержаниями в них золота. Средние содержания золота на месторождениях составляют от 0,79 до 1,16 г/м³, на отдельных участках достигая 13,14–15,13 г/м³. Золотоносные пласты лежат на плотиках, при этом золото проникает в разрушенные коренные породы на глубину 0,4–2,0 м. Золото в россыпях уплощённое, прямоугольное, цилиндрическое, дендритовидной, брусковидной, досковидной,

столбчатой, колосовидной формы, средне- и слабоокатанное. Пробность его в районе в среднем составляет 886. Разведанные запасы месторождений составляют от 5 до 2034 кг золота [22, 28].

Амгинский район. Содержит ряд аллювиальных россыпей с гетерогенным плотиком. Две небольшие (1,3–4,0 км) маломощные (2,5–4,0 м) россыпи, частично отработанные, характеризуются наличием самородков и содержаниями золота: (II-3-1) – 1–19 г/м³. Самая длинная россыпь (11 км) по р. Хатын (II-3-4) шириной 31 м содержит в разрезе аллювия (6 м) золотоносный пласт мощностью 1 м с содержанием золота 650 мг/м³. Самая богатая приплотиковая россыпь руч. Крутой имеет длину 2 км, ширину 30–40 м с мощностью песков 0,8–1,1 м, находящихся на глубине 3–4 м (среднее содержание золота 2,5–6,0 г/м³). В низовье той же реки (II-4-2) длина россыпи – 5 км, мощность пласта – 2 м, содержание золота – не выше 335 мг/м³. Россыпные месторождение и проявление установлены по р. Улахан-Джюкте (II-4-9, 12) [147].

Серебро. Известны пять пунктов минерализации и пять гидрохимических ореолов серебра. В качестве сопутствующего компонента присутствует, причем иногда в значительном количестве, в рудах золота, свинца и цинка.

С кварцевыми жилами связаны *пункты минерализации в бассейне р. Якокут* (II-6-39). Здесь содержание серебра в глыбах кварц-гематитового состава – от 4,3 до 40,7 г/т. В бассейне руч. Кайлы (II-6-13, 15) кварц-гематитовые жилы содержат 0,6–3,4 г/т серебра [26]. В междуречье Ниж. Сирика и Лев. Солокита (VI-3-23) глыбовая россыпь кварца и кварцевых брекчий длиной 50 м содержит серебра 30 г/т, молибдена – 0,4 %, свинца – 0,12 %. На правом водоразделе р. Нюкжа (VI-3-26) вблизи дайки порфиоров нижнего мела найдены глыбы молочно-белого кварца с сульфидами, флюоритом (Ag – 40 г/т) [22].

Пункт минерализации находится в 150 м ниже устья руч. Дорожный по р. Тимптон (VI-6-37) на контакте гранатовых амфиболитов с гранитами обнаружена сульфидно-кварц-карбонатная жила мощностью 10–15 см. Спектральным анализом бороздовой пробы установлено содержание Ag – 1000 г/т, Au – 0,05 г/т, Cu – до 0,5 % [149].

Платина. На территории листа выявлены два проявления, два пункта минерализации *хромит-платиновой формации*, три шлиховых ореола и одна крупная россыпь *формации платиноносных россыпей*. К известным ранее редким проявлениям платины в последние годы добавляется много новых пунктов минерализации, часть из которых отражает пока только зафиксированные надкларковые концентрации этого металла в других месторождениях – таких, как титанорудное Чинейское, никелерудное Бурпалинское (ЭПГ > 54 усл. ед.) апатитовые Усть-Чульманское (ЭПГ 0,41–8,8 усл. ед.), Селигдарское (Pt – 0,04 усл. ед.). Кроме того, анализ архивов уточняет места находок платиноидов в золотоносных россыпях, особенно Центрально-Алданского района.

Россыпное малое месторождение платины в верхнем течении р. Инагли (III-5-1) дренирует Инаглинский массив дунитов. Россыпь приурочена к центральной части долины реки, ее исследованная протяженность – 4940 м, ши-

рина – 45–130 м в средней части, в хвостовой – 43 м. Мощность россыпи – 3–7,6 м. Мощность торфов – 1,4 м в средней части и 6,4 м в верхней. Россыпь тяготеет к правой стороне русла, и только в головной части правый приток р. Иннели пересекает ее. Платиноидные минералы локализованы в нижней части песчано-галечного слоя с глинистой примазкой, особенно в приплотиковой части, достигая наибольших концентраций на границе рыхлых отложений и плотика. В плотик платиноиды проникают на глубину 0,2–0,6 м. По категориям $C_1 + C_2$ запасы платины по россыпи составили 713,3 кг металла [22].

По долине р. Бол. Юхта в аллювии совместно с золотом имеются находки самородной платины и сперрилита. В ходе валового опробования россыпеобразующих дунитов Инаглинского массива (III-5-6) в центральной его части установлено содержание платиноидов от 1 до 10 знаков в 28 пробах из 125. Дальнейшими исследованиями выявлено проявление платины в этом массиве [22].

К черным сланцам бытыгырской серии раннего протерозоя приурочено проявление (IV-1-24) и пункт минерализации (IV-1-16) в одном горизонте установлено содержание (г/т): Pt – 0,16, Pd – 0,02, Ir – 0,48–0,8, Ru – 0,03, Ro – 0,01, Au – 0,056. В пункте (IV-1-21) содержание платины составляет 1,11 г/т и предполагается ее связь с силлом метадолеритов куранахского комплекса.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран. Урановая минерализация сосредоточена в Тас-Миэлинской и Олём-Тимптонской минерагенических зонах, а также в пределах Эвотинского и Центрально-Алданского рудных районов и в Олдонгсинском рудном узле. Всего в пределах листа известно шесть месторождений и 13 рудопроявлений.

Основными рудными формациями урановой минерализации являются урановорудная в гумбеитах, урановорудная в калиевых метасоматитах зон разломов, урановорудная в щелочных метасоматитах, гранитах и пегматитах, урановорудная в цеолитах, урановорудная в березитах и эйситах.

Урановорудная формация в гумбеитах. К формации в пределах листа принадлежит три малых месторождения: Перевальное (V-2-9), Зона Володина (II-6-47) и Дорожное (IV-5-42), а также восемь проявлений.

Месторождение Зона Володина (II-6-47), приурочено к одноименной зоне разрывных нарушений, являющихся северо-западным продолжением крупной Сохсолоохской зоны разломов. Зона простирается на 3 км и имеет крутое падение на северо-восток. Она выполнена бластомилонитами, развивающимися по плагиогранитам, метадиоритам; различными метасоматитами и тектоническими брекчиями. Мощность структуры колеблется от 40 до 160 м, мощность метасоматитов – от нескольких сантиметров до 3,0–7,5 м. На месторождении выделяются две рудные залежи – Висячая и Лежачая. Первая объединяет 32 рудных интервала средней мощностью 1,17 м при среднем содержании урана 0,094 %. Протяженность залежи – 2 км. Лежачая залежь на дневную поверхность не выходит и вскрыта скважинами. Мощность рудных

интервалов в пределах залежи изменяется от 0,05 до 1,72 м (средняя 0,54 м), а содержание урана составляет 0,21–0,643 % (среднее 0,241 %). Средние параметры оруденения в целом по месторождению: мощность – 1,07 м, содержание урана – 0,091 %. Прогнозные ресурсы урана категории P_1 по месторождению составляют 6,05 тыс. т [26].

Месторождение Перевальное (V-2-9) расположено в западной части Усмунской впадины, которая является частью Чульманской впадины. Оруденение приурочено к юрским терригенным образованиям юхтинской свиты, большая часть урана связана с фосфорсодержащими минералами (фтор-апатит I, II и гайяцит) и углистым веществом. Рудные тела имеют уплощенную линзовидную, лентовидную форму, длина рудных тел изменяется от первых десятков до 500 м, содержания урана изменяются от 0,01 до 0,075 % на мощность до 7,8 м при бортовом содержании 0,01 % и от 0,005 до 0,049 % на мощность до 8,9 м при бортовом содержании 0,005 % [134].

Проявление Олдонгсинское (IV-1-20) расположено на левобережье верхнего течения руч. Этыркян, левого притока руч. Олдонгсо. Урановое оруденение локализовано в маломощных зонах брекчирования, рассланцевания и приурочено к будинажу, межпластовым срывам и трещинам кливажа осевых поверхностей складок в толще терригенных отложений бытыгырской серии нижнего протерозоя. Основной тип рудоносных пород представлен гумбеитизированными тектонитами по черным сланцам. Рудные тела сложены адуляром, карбонатом, кварцем, сульфидами, минералами урана. Из второстепенных минералов отмечаются барит, реже флюорит, серицит. Главными рудными минералами являются настуран и вторичные минералы – уранофан, ураноспинит, ураноцирцит, отенит, метаторбернит, масюйит, карнотит. Мощность гумбеитизированных пород достигает 60 м, рудных тел – до 1,5 м при протяженности до 50 м. Содержание урана, по данным штучного опробования, достигает 0,05–0,1 %; по данным бороздового опробования – от 0,03 до 0,005 % на мощность 0,5–2,5 м и до 0,27–0,52 % на мощность 1,15–0,27 м. Содержание тория – менее 0,001 % [110].

Проявление урана Хохолло (IV-1-38) находится в верхнем течении руч. Хохолло, в прирусловой его части. Проявление приурочено к зоне пересечения разрывных нарушений северо-западных и северо-восточных простираний. Рудные тела локализованы в черносланцевой толще, сложенной катаклазированными, гумбеитизированными метаалевролитами, углистыми сланцами бытыгырской серии. Максимальная протяженность ураноносных зон достигает 35–50 м. Зоны сложены небольшими гнездообразной формы телами ураноносных пород. Минералами урана являются уранофан, отенит, гуммит, титанат урана. Содержание урана по бороздovому опробованию достигает 0,3–0,5 % при мощности рудных интервалов 0,2–1,1 м [110].

Также урановая минерализация данной формации представлена в подобных проявлениях: Гас-Миелинское (IV-1-19), Сумеречное (IV-1-23), Прима (V-1-33), и Хани (V-2-17) и др.

Урановорудная формация в калиевых метасоматитах зон разломов в пределах листа представлена малыми месторождениями Унгра-Нимгеркан (IV-6-29), Никак (IV-6-38) и рудопроявлением Строгач (V-3-8).

Месторождение Унгра-Нимгеркан (IV-6-29). Участок сложен породами верхнеалданской серии архея, среди которых располагаются согласные тела биотитовых гранитов, массивы плагиогранитов становия и микроклиновых гранитов позднеархейского возраста. Редкие дайковые образования представлены диабазами протерозойского возраста и мезозойскими сиенит-порфирами. Рудные тела приурочены к кремний-калиевым метасоматитам и реже к метасоматически измененным гнейсам и гранитогнейсам, расположенным на контактах тел метасоматитов или находящихся как реликты в телах метасоматитов. Форма тел линзообразная, размер изменяется от 30 до 300 м, мощность – от нескольких сантиметров до 7 м. Содержание урана по керновым пробам колеблется от 0,01 до 0,1334 %, тория – от тысячных долей процента до 0,0131 %. Месторождение является малым по запасам, забалансовым месторождением с убогими (до рядовых) по качеству рудами и низким удельным запасом металла.

Месторождение Никак (IV-6-38). Участок месторождения располагается в 5 км к юго-востоку от месторождения Унгра-Нимгерканское. Он сложен породами верхней подсветы верхнеалданской серии с отдельными линзами пород федоровской серии, мелкими массивами плагиогранитов и нормальных позднеархейских гранитов. Рудные тела приурочены к телам микроклин-плагиоклазовых метасоматитов и реже к метасоматически измененным гнейсам, гранитогнейсам и гранитам, которые располагаются на контактах тел метасоматитов или находящихся как реликты в телах метасоматитов. Форма рудных тел линзообразная, размер – от 30 до 250 м и более, мощность изменяется от первых сантиметров до 7 м. По керновым пробам содержание урана колеблется от 0,01 до 0,0936 %. Месторождение Никак является малым по запасам забалансовым месторождением с бедными (до рядовых) по качеству рудами и низким удельным запасом металла [22].

Рудопроявление Строчач (V-3-8). Вмещающие породы - мигматизированные графит-биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы и кристаллосланцы иенгрской серии архея, слагающие пологую наклонную синклимальную складку северо-восточного простирания. Ураноносные зоны дробления субпараллельны кливажу осевой плоскости, залегают в крыльях синклинария, согласно с ориентировкой гнейсовидности пород, частично наследуя жильные тела гранитов. Общая протяженность ураноносной тектоно-метасоматической зоны составляет 2,3 км, ширина – 200–500 м. Простирание зоны северо-восточное, падение под углами 25–35° на северо-запад. Мощность рудных зон составляет от 0,8–5,4, до 17,3 м, содержание урана – 0,01–0,340 %, в среднем – 0,07 %. Рудные образования представлены окварцованными, сульфидизированными, карбонатизированными катаклазитами по гранитам и графитовым гнейсам, с пятнами и гнездами уранофана. Оруденение прослеживается до глубины 350 м, не выходя за пределы пачки графит-биотитовых гнейсов.

Урановорудная формация в щелочных метасоматитах, гранитах и пегматитах. На территории листа к этой формации принадлежат малое месторождение Осенний Лист (Хардогас) (III-5-48) и два проявления: Увальное (III-6-18) и Китемелях (III-4-11).

Месторождение Осенний Лист (Хардогас) (Ш-5-48) расположено в западной части Хардогасского синклинория, сложенного гнейсами и кристаллосланцами федоровской серии архея, прорванными аляскистыми гранитами и дайками диабазов. Комплексное фосфор-редкометалльно-урановое оруденение локализуется в карбонатно-кварц-эпидот-хлоритовых метасоматитах и брекчиях, выполняющих линейные крутопадающие зоны протяженностью до 4 км и мощностью в первые десятки метров. На площади 10 км² установлено 25 ураноносных зон общей протяженностью 32 км, в том числе две зоны по 4 км каждая. Мощность рудных интервалов – 0,3–2,88 м, содержание урана – 0,032–0,252 %, пятиокиси ниобия – 0,11–0,718 %, пятиокиси фосфора – 0,05–7,72 %. Кондиционные рудные интервалы сопровождаются ореолами убогого (0,01–0,029 %) уранового оруденения мощностью до 17 м. Рудная минерализация представлена уранинитом, бетафитом, коффинитом, которые присутствуют в виде вкрапленности вместе с апатитом, пиритом, гематитом, сфеном. Установлено три полосы эманационных аномалий интенсивностью до 210 эман. Абсолютный возраст рудных образований – 1420 млн лет и 920–650 млн лет. Предполагается унаследованный характер рудных зон, наложенных на древние ураноносные кварц-полевошпатовые метасоматиты. За счет продолжения оценки на глубину и на флангах возможен перевод в среднее по масштабам месторождение.

Проявление Увальное (Ш-6-18) вмещает оруденение, которое локализуется в телах кремнещелочных метасоматитов, имеющих согласное залегание с гнейсами нимнырской свиты нижнего архея. Рудные тела мощностью до первых метров имеют уплощенно-вытянутую жилородную и линзовидную форму и длину от первых до нескольких десятков метров и редко – первые сотни метров. Рудные тела в пегматоидных, часто порфиروبластических гранитах представлены полевошпат-кварцевыми и биотит-кварцевыми метасоматитами и содержат уранинит, ассоциирующий с молибденитом, биотитом, циртолитом, ураноторитом, монацитом, магнетитом. Их протяженность составляет 400–800 м, мощность – 0,5–3,1 м. Содержание урана в рудных телах – от 0,014 до 0,590 %. Элементами-спутниками являются торий (от 0,004 до 0,131 %), свинец, молибден, иногда цирконий. Прогнозные ресурсы проявления по категории Р₁ – 2,3 тыс. т, общая протяженность потенциально рудоносных зон проявления составляет 23 км, прогнозные ресурсы урана по категории Р₃ – 54 тыс. т [85, 142].

На площади, сложенной красными турмалинизированными гранитами амутского комплекса и кварцитами верхнеалданской серии архея, расположено проявление Китемелях. В зоне контакта с кварцитами граниты приобретают сухаревидный облик, с развитием площадной коры выветривания и выщелачивания. Измененные граниты обладают повышенной гамма-активностью в 20 скважинах свыше 100 мкР/ч, в том числе в 10 скважинах выше 200 мкР/ч. По скв. 17 в интервале 0–73 м гамма-активность – 400–512 мкР/ч. Ресурсы урана категории Р₃ в контурах буровых работ – 12,2 тыс. т.

Урановорудная формация в цеолитах. На площади листа данная формация представлена двумя проявлениями: Горбыляхским (VI-5-21) и Хоюмканским (VI-6-14).

Проявление Горбыляхское (VI-5-21) сложено нерасчлененными позднеархейскими–раннепротерозойскими гранитоидами, в которых прослежена зона (50 м) разлома северо-восточного простирания с интенсивной гидротермально-метасоматической проработкой. Рудная линза мощностью до 3 м, длиной 8 м имеет зональность: центральная часть – уранофан-уранотиловая, облекаемая новообразованиями ломонтита; внешняя часть – десмин-апатитовая. Содержание урана в штучных пробах – 0,7 %, тория – 0,02 %. В рудах вкрапленного типа из внешней части рудной линзы содержание урана – до 0,03 %. Рудными минералами являются бетауранофан, стениит, ренардит, настуран, метатюамунит. Сопутствующая минерализация представлена цеолитами, подчиненное значение имеют апатит, барит, монтмориллонит.

Проявление Хоюмканское (VI-6-14), которое сложено нерасчлененными позднеархейскими–раннепротерозойскими гранитоидами, брекчированными и катаклазированными. Рудные тела приурочены к зонам брекчирования с признаками субщелочного метасоматоза мощностью до 600 м, длиной до 4 км. Содержание урана в этих зонах 0,01 % при торий-урановом отношении, не превышающем 3. Здесь установлен урансодержащий фтор-апатит (U – до 0,3 %) как в кристаллах (до 1,2 мм), так и в тонкозернистых карбонатно-апатитовых агрегатах, слагающих прожилки толщиной до 5 см, в которых сосредоточена большая часть урана.

Урановорудная формация в березитах и эйситах. В пределах территории листа к этой формации относится одно урановое рудопроявление Беркакит (VI-5-15). Проявление Беркакит размещается среди метаморфических образований зверевской серии, где приурочено к зонам трещиноватости, брекчирования, катаклаза, развитым по гранитоидам и кварцмитам позднеархейского возраста. Зоны брекчирования и катаклаза имеют близмеридиональное, реже северо-восточное простирание и длину до 1,5–3 км, мощность до 300 м. Протяженность отдельных швов внутри таких зон – 250–300 м, ширина – не более 20 м. Относительно богатые настуран-уранинитовые руды приурочены к участкам интенсивно эйситизированных пород. Содержание урана в штучных пробах – до 0,184 %, среднее содержание урана в борздовых пробах – 0,06 %, тория – 0,007 %. Вторичные минералы – уранотил, склодовскит, торбернит. В рудных брекчиях отмечаются надкларковые содержания фосфора, лантана, церия, реже – иттрия, ванадия, кобальта.

Сходные проявления известны в приконтактных частях Ярогинской грабен-синклинали, в низовьях Унгры, в бассейнах рек Иенгра и Тимптон.

Торий. Ториевая минерализация сосредоточена в Олёкмо-Тимптонской минерагенической зоне и представлена одним проявлением Усть-Чульманским (V-6-4). Проявление представляет собой развалы галек ториянита размером до 10 × 15 см в аллювиальных отложениях.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кварц оптический. В восточной части площади широко развиты месторождения и проявления горного хрусталя, пригодного для изготовления пьезооптических изделий. Все они относятся к *формации хрусталеносных кварцевых жил*. На территории листа известны два крупных, 18 средних и пять малых месторождений, 23 проявления и 55 пунктов минерализации. Большинство объектов группируются в несколько жильных полей (Митингское и Окурданское) и групп месторождений (Суонтитская, Нимгерканская, Чампулинская, Малонихотская).

Месторождение горного хрусталя Перекатное (III-5-13). Вмещающими породами для кварцевых жил месторождения являются раннедокембрийские кварциты верхнеалданской серии. На месторождении выявлено более 10 кварцево-жильных зон, но промышленная хрусталеносность связана только с жильной зоной № 1. Она прослежена на глубину 200 м, имеет протяжённость 600 м и мощность до 70 м. Кварцевые жилы зоны разноориентированны, протяжённость их – 30–50 м, мощность – до 3 м. Горный хрусталь находится в полостях-гнездах объёмом от долей до сотен кубометров. По происхождению они тектонические, остаточные, выщелачивания и комбинированные. Последние наиболее крупные. Кристаллы кварца большинства полостей бесцветны, реже содержат слабые дымчатые зоны. В гнездах, примыкающих к дайкам аляскитовых гранитов, встречаются цитрин и дымчатый кварц. Размеры кристаллов горного хрусталя месторождения колеблются от нескольких сантиметров до $1 \times 0,4$ м. В среднем длина кристаллов составляет 15–25 см, ширина – 6–7 см. Встречались непрозрачные кристаллы кварца длиной до 2 м. Кристаллы дымчатого кварца достигают 40 см в длину, цитрина – 10 см. Жильная зона № 1 месторождения разрабатывалась карьером на протяжении 30 лет во второй половине прошлого века. Карьер занимал второе место в СССР по годовой добыче кварцевого кристаллосырья (после карьера Южный на Астафьевском месторождении в Челябинской области). Горно-технические условия разработки определяются большой устойчивостью пород, отсутствием мерзлоты и значительных водопритоков. До глубины 200 м месторождение осушено системой горизонтальных горных выработок. В настоящее время законсервировано. Балансовые запасы кристаллосырья по месторождению на 1.01.2013 г. составляли: разведанные (по категории C_1) – 3203,6 т, предварительно оценённые (C_2) – 729 т.

Вне упомянутых групп полей обнаружены еще несколько месторождений. *Месторождение Курумканское (IV-4-14)* представляет собой жильное поле с тремя хрусталеносными зонами, насыщенными кварцевыми жилами. Наиболее крупная из зон имеет длину 130 м, ширину 60 м. Жилы приурочены к трещиноватым блокам в кварцитах или к контакту кварцитов и амфиболитов с пегматитовыми телами. Хрусталеносные полости размером $1 \times (2-3)$ м расположены в узлах пересечения трещин в кварцитах и в зальбандах кварцевых жил. В полостях преобладают кристаллы длиной 8–12 и 3–4 см между гранями призмы. Цвет бледно-дымчатый, бесцветный, габитус призматический

или обелисковидный. К дефектам относятся внутренняя трещиноватость, газозо-жидкие включения, иногда твердые включения. Две другие зоны подобны описанной, но меньшей площадью. С поверхности месторождение отрабатано открытым способом на глубину 12 м [22].

Месторождение Колыньское II (III-5-26) частично отработано и представляет собой сложное жильное поле, содержащее 20 жильных зон и отдельных жил в кварцитах. Кондиционные кристаллы обнаружены в четырех зонах. Простираение зон северо-восточное, реже северо-западное, наиболее крупные жильные зоны имеют длину до 100 м, ширину – до первых десятков метров. Мощность отдельных жил – 0,1–6 м, преобладают 0,8–1,0 м. Хрусталеносные полости приурочены к раздувам в жилах, их размеры от $0,7 \times 1,4$ до $1,0 \times 3,4$ м. Они заполнены кристаллами кварца и глиной желтого и зеленого цвета. Встречаются кондиционные кристаллы, бесцветные и водяно-прозрачные до 25 см высотой. Габитус кристаллов короткостолбчатый, к дефектам относятся трещиноватость, вуаль, перерывы роста [147].

Проявления этого района (III-5-10, 12, 14, 23, 30, 33, 34, 35, 37, 38, 39) сходны между собой и представлены, как правило, глыбами жильного кварца на площадях 200×300 , 300×400 м. На этих участках в делювии и элювии отмечается обилие прозрачных кристаллов от 20 до 300 на 1 м^3 . Размер их – от 0,7–3 см в поперечнике и 3–7 см в высоту [147].

Флюорит оптический. Известны одно проявление и два пункта минерализации этого полезного ископаемого, которые относятся к *флюоритовой кварцевой формации*.

Проявление флюорита Жиган (III-6-33) расположено на р. Якобит. Здесь девять залежей флюорит-кварц-карбонатного состава залегают среди брекчированных флюоритизированных глинистых доломитов. Мощность залежей – от 0,1 до 0,5 м, редко 0,8 м, длина – 10–50 м, до 200 м. Зоны флюоритизации вытянуты на 500–700 м. Содержание флюорита в рудах – от 1–7 до 24–61,4 % [22].

Пункт минерализации в бассейне реки Сред. Хатыми (IV-5-43) связан с жилами, прожилками (до 1 м) флюорит-кварц-карбонатными, флюорит-карбонатными, кварц-полевошпатовыми с флюоритом в кварцевых сиенитах, монцонитах алданского, габбро унгринского комплексов, нерасчлененных гранитоидах. Содержание флюорита в виде неравномерной вкрапленности или тонких (до 3 см) полосок и гнезд – от 1 до 50 %, чаще 20–30 %. Представляет минералогический интерес. Пункт минерализации флюорита связан с доломитами (II-6-1) представляет собой мелкокристаллические вкрапления, мелкие гнезда, маломощные слойки флюорита [22].

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Сера. Выявлены одно проявление и один пункт минерализации, которые относятся к *формации самородной серы инфильтрационной*.

Проявление Усть-Дикимдинское (II-2-4) и единственный пункт минерализации серы расположен на правобережье Олёкмы в 2 км выше устья руч. Бе-

дердях, где приурочены к дикимдинской свите рифея. Сера находится в ассоциации с гипсом, кальцитом и выполняет каверны в доломитах. Размер каверн – до 15–20 см. Сера ярко-желтая чистая кристаллическая, реже порошковидная. Размер кристаллов обычно 1–2 см, реже 2–3 см. Мощность сероносного горизонта – от 4 до 9 м, а содержание серы – от 0,0016 до 0,52 % [22].

Как попутный компонент сера содержится в избытке в составе всех сульфидных месторождений. На некоторых из них подсчитаны ее запасы. Например, на Десовском (IV-5-45) и Таежном (IV-6-32) месторождениях запасы серы связаны с сульфидно-магнетитовыми рудами.

По Десовскому месторождению запасы подсчитывались в контурах блоков магнетитовых руд категорий В, С₁ и С₂, блоки малосернистых руд с содержанием серы 0,3–0,7 % из подсчета исключены. К категории С₁ отнесены запасы серы, подсчитанные в контурах блоков категорий В и С₁ а к категории С₂ – в контурах блоков категории С₂ при среднем содержании серы 1,25 и 1,17 % соответственно. Запасы серы по Десовскому месторождению в контурах карьеров для отработки составляют по категории С₁ – 363 тыс. т, всего 4349 тыс. т [116].

На Таежном месторождении запасы серы по категориям С₁+С₂ равны 23 922,3 тыс. т при среднем содержании 1,94 и 1,81 %. Технология комплексной переработки руд на этих месторождениях до конца не изучена [22].

Флюорит (флюс). Известны одно малое месторождение флюорита, два проявления и пять пунктов минерализации, относящиеся к *флюоритовой кварцевой формации*.

Месторождение Самодумовское на юго-западном склоне гольца Золотой (III-6-12) связано с горизонтом мраморизованных доломитов венда-раннего кембрия, вмещающих пластовую интрузию кварцевых порфиров, прорванную дайкой щелочных трахитовых порфиров. Все эти породы секутся дайкой плагиопорфиров. К месту пересечения этих образований приурочено флюоритовое оруденение, относящееся к низкотемпературному гидротермально-метасоматическому типу с характерным набором минералов: флюорит, кварц, кальцит, галенит, тремолит.

Кварц-кальцит-флюоритовая руда образует горизонтально залегающее тело неправильной формы среди флюоритоносных доломитов. Его юго-западная часть выходит на поверхность в виде линзы длиной 77 м видимой мощностью 13,2 м. От центра на северо-запад линза постепенно выклинивается, а на юго-востоке ограничена карстом. Общая длина тела – 280 м. Руды кварц-кальцит-флюоритовые с неравномерным распределением флюорита, главным образом вкрапленные, в виде отдельных зерен или небольших гнезд. Выделяются участки богатых руд с содержанием флюорита до 78 % и участки вкрапленных пятнистых руд с содержанием флюорита до 50 %. В пределах залежи отмечаются руды с очень тонкой гофрированной полосчатой текстурой, обусловленной чередованием слоев флюорита, карбоната и кварца. Здесь размер зерен флюорита – 0,04–0,85 мм. В целом по месторождению содержание флюорита – 62,4 %.

По результатам технологического анализа, содержание (%): CaF₂ – 55, SiO₂ – 26,1, CaO – 5,1, MgO – 3,2, Mn – 0,075, Al₂O₃ – 0,38, Cu – 0,008,

Fe_2O_3 – 0,3, TiO_2 – 0,02, ппп. – 5,4. По данным полуколичественного спектрального анализа, содержание (%): Cu – 0,3, Mn – 0,3, Pb – 0,01, Ni – 0,03, Be – 0,005, Ti – 0,003, V – 0,02, Co, Zn, Sn, Li – следы, Sr – сотые доли. По химическому составу руды относятся (ГОСТ 7618-55) к марке Ф-55. Могут использоваться для производства концентратов флюорита высших марок, в цементной промышленности в качестве минерализатора без обогащения. Для использования в металлургической промышленности руды надо обогащать до марок Ф-75, Ф-92. Месторождение может разрабатываться открытым способом [147].

Проявление Флюоритовое (II-4-6) расположено в бассейне руч. Хатырхая и приурочено к средней части разреза венда. Флюоритовые руды слагают полого падающую на северо-северо-запад пластовую залежь (5–10 м) длиной 80 м. Флюоритизации подверглись темно-серые битуминозные известковистые доломиты, залегающие на темно-серых доломитовых известняках. Рудная залежь сложена кварцем, флюоритом, кальцитом. Ее химический состав (%): CaO – 6,16–12,48, CaF_2 – 38,22–73,27. В северной части рудная залежь (150×20×15 м) перекрывается белыми и розовато-белыми мраморизованными доломитами. Перспективные запасы флюорита – 65,5 тыс. т (при среднем содержании 57,92 %) [22].

Пункт минерализации в бассейне рек Лев. Ыллымах, руч. Курунг-Сала, р. Эльконкан (III-6-65) связаны с жилами, прожилками (до 1 м) флюорит-кварц-карбонатными, флюорит-карбонатными, кварц-полевошпатовыми с флюоритом в кварцевых сиенитах, монцонитах алданского комплекса, нерасчлененных гранитах. Содержание флюорита в виде неравномерной вкрапленности или тонких (до 3 см) полосок и гнезд – от 1 до 50%, чаще 20–30 %. Представляет минералогический интерес.

Боросиликаты. Борное оруденение установлено в комплексном месторождении Таежное (IV-6-32). Оно представлено комплексными борато-магнетитовыми рудами четырех разновидностей, залегающими в нижней рудной пачке: 1) людвицит-магнетитовыми; 2) флюоборит-магнетитовыми; 3) ссайбелиит-магнетитовыми с магнетитом I генерации; 4) ссайбелиит-магнетитовыми с гетерогенным магнетитом. Людвицит-магнетитовые руды обычно неравномерно ссайбелиитизированы и серпентинизированы. Характерно преобладание клиногумита над оливином. Текстура руд полосчатая, полосчато-линзовидная, редко пятнистая. Ссайбелиит-магнетитовые руды более светлые. Людвицит в них сохраняется в реликтах среди псевдоморфоз ссайбелиита и гетерогенного магнетита по людвициту. Флюоцеритовые руды очень редки. Среди магнезиальных боратов главными являются людвицит и ссайбелиит. Очень редки варвикит, сингалит. Содержание B_2O_3 – первые проценты [116].

Проявление Безымянное (IV-6-23) относится к борато-скарновой формации.

Известен *металлометрический ореол бора в водораздельной части рек Соборох и Аян-Суоллах (III-2-2)*. Содержание бора – до 0,01–0,02 % при нулевом фоне [127, 147].

Известняк (флюс). *Крупное месторождение Дэлбэ (II-6-20)* представлено пластом темно-серых известняков мощностью от 0,5 до 29 м, залегающем на доломитовых известняках, доломитах и перекрытом юрскими рыхлыми песчаниками. Химический состав известняков (%): CaO – 50,85, MgO – 1,82, SiO₂ – 2,5, Al₂O₃ – 1,6, S – 0,05, P – 0,75. Перспективные запасы – 3579 млн т. Горнотехнические условия благоприятны для открытой отработки [22].

Мрамор (флюс). *Крупное месторождение Леглиерское (IV-6-56)* среди образований федоровской серии представлено прослоями диопсидовых и амфибол-диопсидовых пород, среди которых выделено шесть залежей (15–20 м) известковистых и доломитистых мраморов, длиной 240–1200 м, которые отвечают требованиям, предъявляемым к флюсам. Их средний состав (%): CaO – 51,78, MgO – 1,56, нерастворимый остаток – 2,41, R₂O₃ – 0,38. Ресурсы по категории P₂ составляют: на известковый флюс – 4,4 млн т, на доломитовый – 6,3 млн т, как декоративно-облицовочный камень – 3 млн т [22].

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Апатит. На территории листа выявлены пять месторождений, 34 проявления и 11 пунктов минерализации апатита, которые разделяются на пять рудных формаций: апатит-карбонатитовая, апатитовая в метагаббро, апатитовая в цеолитах, апатитовая в метасоматитах, апатитовая в корях выветривания.

Апатит-карбонатитовая рудная формация. *Месторождение Селигдарское (III-6-53)* расположено в истоках р. Селигдар и представляет собой трубчатое тело в архейских образованиях (корни которых не вскрыты на глубине 1600 м), перекрытое с размывом венд-кембрийскими отложениями, частично ремобилизовано мезозойскими интрузиями. Рудное фторапатитсодержащее тело имеет в плане форму овала 1,96 × 1,02 км, вытянутого в северо-западном направлении. В разрезе тело имеет форму воронки с относительно пологим (50°) юго-западным и крутым (80°) северо-восточным контактом. Северо-западный склон воронки погружается к центру под углом 70°. Оруденение по геофизическим данным прогнозируется до глубины 3000 м. Главное рудное тело окружено ореолом рудных тел – сателлитов и апофиз, имеющих длину до 500–600 м и мощность до 100 м и более. Контакты рудных тел четкие, резкие, участками согласные. По радиогенным датировкам, абсолютный возраст руд – 1850–2400 млн лет.

На месторождении выделено несколько типов руд. Апатит-силикатные наиболее богатые руды слагают узкую оторочку у контакта с вмещающими породами, ее ширина – не более первых десятков метров. Структуры этих пород крупнозернистые, текстуры массивные. Они состоят из форстерита, апатита, магнетита, флогопита, кальцита, доломита, редко присутствуют диопсид, шпинелиды. Апатит бурый, зеленовато-бурый образует удлиненные призматические кристаллы разных размеров. Апатит-карбонатные руды подразделены на апатит-доломитовые и апатит-кальцитовые. Апатит-доломитовые формируют около 70% объема рудного тела. Основное количество их

представлено мелко- или среднезернистыми породами пятнистой окраски с брекчиевой структурой. Апатит-кальцитовые руды формируют жилы мощностью до 2–50 м, тяготеющие к периферии рудного тела. Структура мелко- и среднезернистая, текстура массивная и брекчиевая. Среди этих жил выделены кальцитовые, кварц-кальцитовые, маргит-кальцитовые. Апатит-кварцевые руды совместно с гематит-кварцевыми метасоматитами пользуются ограниченным распространением. Они образуют маломощные прожилки и гнезда, тяготеющие к периферии месторождения. Имеются находки серпентинит-хлорит-маргит-карбонатных пород, содержащих до 20% апатита. Апатитоносные протерозойские породы широко распространены в ксеноблоках рудного тела непосредственно под породами венда до глубины 500 м.

Средний химический состав руд – по 30 тыс. рядовых и 3 тыс. групповых проб – составил (%): P_2O_5 – 6,23, Fe_2O_3 – 3,60, MgO – 14,16, CaO – 29,68, CO_2 – 30,3, SiO_2 – 9,92, прочие – 6,14. Подсчитанные запасы P_2O_5 при бортовом содержании 3% и минимальном промышленном 5,7% до глубины 500 м составили 108 млн т [22].

Месторождение Тигровое (Ш-6-50) расположено в 1 км к северо-западу от месторождения Селигдарское и в плане представляет собой штокверк шириной около 400 м, длиной 1500 м. Насыщенность рудными телами в плане – 50%, мощность их – от 10 до 100 м. Рудные тела сложены апатит-силикатными рудами (42%), апатит-доломитовыми рудами (38%), апатит-кальцитовыми рудами (20%). До глубины 400 м при бортовом содержании P_2O_5 – 3%, среднем содержании – 6,5%, коэффициенте рудоносности 0,52 запасы P_2O_5 по категории C_2 составили 14,3 млн т [22].

Вторая по значимости рудная формация – **апатитовая в метагаббро**.

Месторождение апатита Укдусское (V-1-40), расположено в междуречье Хани-Юс-Кюель в приустьевой части последней, в 600–700 м к югу от линии БАМ. Пространственно и генетически месторождение связано с массивом метагабброидов укдусскинского комплекса позднеархейского возраста, относящимся к числу сложных интрузий. Массив имеет в плане форму овала, вытянутого в северо-западном направлении размером около 2,2 км длиной и 0,9 км шириной. На глубину руды прослежены на 250–400 м.

Центральная часть массива сложена апатитоносными метагаббро, окаймляющимися контаминирующими их сиенитоидами. Последние имеют постепенные переходы к вмещающим гранитогнейсам. Сиенитоиды и пироксениты секутся жилами трахитоидных сиенитов и карбонатитоподобных пород. Более поздними являются дайкообразные тела порфиридных гранитов пурриканского комплекса и дайки долеритов. Форма апатитоносного массива седловидная, тело конформно облекается вмещающими гранитогнейсами.

Основная масса апатита сконцентрирована в метагаббро и их амфиболитизированных, биотитизированных разностях. Породы массивные, реже разгнейсованные, сланцеватые, средне- и крупнозернистые имеют темно-зеленый цвет со светлыми включениями калиевых минералов (апатит ± плагиоклаз). Сложены (%) моноклинным пироксеном (салитом) 53–100, андезином 4–6, апатитом 0–45, сфеном 0–4, эпидотом 0–2, рудным до 5, ортитом до 2%, спорадически отмечаются гранат и циркон. Содержания колеблются от 1–5 до 15,41%. Среднее содержание P_2O_5 по разведочным линиям –

от 3,07 до 3,70 %. Сиенитоподобные породы содержат апатит в количестве до 3 %.

Апатит чаще всего образует грубопризматические короткостолбчатые, реже шестоватые и игольчатые кристаллы призмодипирамидального и призмодпинакоидального габитуса.

Повышенные концентрации апатита приурочены к участкам повышенной трещиноватости и отдельным трещинам. В центральной части месторождения фиксируется обогащенная зона дробленых метагаббро мощностью 50–70 м, содержащих 7–7,5 % P_2O_5 . В рассланцованных породах наблюдается густая вкрапленность апатита, небольшие шпирь и линзы, апатитовые прожилки. В брекчированных породах апатит иногда выполняет роль цемента. Руды месторождения относятся к апатит-силикатному типу и являются легкообогатимыми. Извлечение P_2O_5 в концентрат достигает 96 %.

Подсчет запасов произведен методом вертикальных разрезов с выделением сквозных геологических блоков, опирающихся на несколько разрезов при бортовом содержании P_2O_5 2,5 %, минимальной мощности кондиционных интервалов, включаемых в подсчет – 10 м, минимальном коэффициенте рудоносности по выработке – 0,5. Запасы P_2O_5 в контуре карьера категорий $C_1 + C_2$ составляют 22 718 тыс. т, в т. ч. категорий: C_1 – 20 691 тыс. т, C_2 – 2067 тыс. т, содержание P_2O_5 – 2,7 %.

Проявление Юс-Кюэль (V-1-42) расположено в 2 км южнее месторождения Укдуска и представлено несколькими мелкими телами апатит-пироксеновых образований укдускинского типа с содержанием P_2O_5 от 0,2 до 7 %. Выделено два наиболее крупных тела мощностью 65 и 48 м, длиной 2,6 и 1,9 км соответственно. Запасы по категориям $P_1 + C_2$ составили 2,45 млн т P_2O_5 .

Малое месторождение Кабаханыр (V-1-32) представлено массивом апатит-пироксеновых пород, аналогичных апатитоносным образованиям Укдуски. Длина массива – 9 км, ширина – 1 км. Наибольший интерес представляет северная часть массива, где содержание P_2O_5 в сколковых и линейноточечных пробах – 0,2–7 %, чаще 2,5–3 %. Запасы по категории C_2 составляют 21,13 млн т P_2O_5 [127].

Пункт минерализации в габбро по р. Юс-Кюэль (V-1-45) площадью 1 км² в поле плагиогранитов бестяхского комплекса содержит (%): P_2O_5 – 4,44, TiO_2 – 6,88, V_2O_5 – 0,05 [118]. В истоках р. Тас-Юрях (П VI-1-30) дайкообразное тело метагаббро в поле андезитов, по данным Е. П. Миронюка [22], содержит P_2O_5 1,4 %. На *левом водоразделе р. Имангра* (ПМ VI-1-2) в поле развития андезитов рудные нориты содержат (%): P_2O_5 – 2,52, TiO_2 – 4,46–4,54, кобальта – до 0,003, меди – 0,01, цинка – 0,03 [147].

Ряд комплексных проявлений и пунктов минерализации апатита, титана, ванадия, железа приурочены к анортозитам Каларского массива. *Проявление Кюрэчи (V-1-62)* сложено олигоклазитами, андезитами, лабрадор-андезинитами, лейкогаббро и дайкообразными телами габбро и пироксенитов каларского комплекса. Три рудоносные зоны приурочены к пересечению тектонических меридиональной и широтной зон. Северная зона – сложная залежь (350 м) линзовидной формы, длиной до 700 м.

Выделено четыре типа руд. Первый тип – залежи, жилы, линзы вкрапленных апатит-магнетит-ильменитовых руд с содержанием P_2O_5 – 9,9 %, TiO_2 –

6,2 %. Второй тип – жилы (до 0,7 м) массивных и густовкрапленных руд длиной 30–40 м с содержанием TiO_2 – 8,6 %, P_2O_5 – 0,05 %. Третий тип – прожилково-вкрапленные ильменит-магнетитовые руды в габбро-пегматитах, развитых на востоке зоны, где они образуют залежь 100×250 м и содержат P_2O_5 – 6,76 %, TiO_2 – 6,7 %, V_2O_5 – 0,1 %. Четвертый тип – жилы (до 6 м) с ильменит-ильмено-магнетитовой минерализацией массивной текстуры встречается редко. Их длина – 30–40 м, содержание TiO_2 – 24,76 %, V_2O_5 – 0,41 %.

Центральная зона длиной до 900 м, шириной до 400 м ограничена разрывными нарушениями. Здесь выделены: 1) жилы (до 5 м) вкрапленных апатит-магнетит-ильменитовых руд длиной 20–30 м, с крутым падением. Содержание P_2O_5 – до 3,32 %, TiO_2 – до 4,64 %; 2) жилы и линзы (до 1,2 м) массивных густовкрапленных руд длиной 20–30 м, с вертикальным падением, содержание P_2O_5 – до 12,55 %, TiO_2 – до 16,2 %; 3) жилы и линзы (до 1 м) прожилково-гнездовых руд с ильменит-магнетитовой минерализацией в габбро-пегматитах и содержанием P_2O_5 – до 7,7 %, V_2O_5 – до 0,12 %. Правобережная зона длиной 3 км, мощностью до 450 м (по правому борту руч. Безымянный) сходна с северной. Здесь зафиксированы только вкрапленные апатит-магнетит-ильменитовые руды с содержанием P_2O_5 – 0,76–3,24 %, TiO_2 – 2,28–6,16 % [118].

На р. Алдан (ПМ IV-4-21) штучная проба из метагаббро унгринского комплекса показала 1 % фосфора [117].

Апатитовая в цеолитах рудная формация. Это зоны, жилы и микроштокверки, ареалы многостадийных метасоматитов, представляющих собой цеолититы и цеолитизированные граниты, ортотектиты (VI-6-11). В комплексных проявлениях урана и апатита последний слагает либо внешнюю зону метасоматитов, либо прожилково-вкрапленные тела в брекчированных цеолитизированных породах (VI-6-17) с наибольшей концентрацией в скрытозернистых апатит-карбонатных выделениях. Содержание апатита довольно изменчивое: в проявлении VI-6-13 оно колеблется от 1 до 20%.

Формация апатитовая в метасоматитах. Месторождение *Муосталлах* (III-5-50) расположено на плоском водоразделе рек Бол. Нимныр и Хардогас, в верховьях одноименного ручья, правого притока р. Хардогас.

В региональном плане месторождение *Муосталлах* приурочено к юго-восточному замыканию Большенимнырской синклинали. В геологическом строении участка принимают участие породы федоровской серии и гранитоиды, представленные аляскитовыми, диопсидовыми, амфиболовыми и биотитовыми разностями.

Апатитоносная залежь локализована среди гранитов и представляет собой сильно эродированную структуру западно-северо-западного простирания. Апатитоносное тело в пределах залежи характеризуется невыдержанностью по простиранию: значительной изменчивостью мощностей и выклиниванием. Протяженность залежи – около 1500 м, ширина – до 800 м, мощность – 200–300 м.

Среднее содержание P_2O_5 – 5,34 %. Запасы P_2O_5 , подсчитанные по категории C_2 , составляют 5036 тыс. т.

Ряд проявлений, приуроченных к федоровской серии, имеется в бассейне р. Бол. Нимныр. *Проявление Капля* (III-5-52) представлено залежами (средняя

мощность 100 м) диопсид-полевошпатовых пород, вытянутых в северо-западном направлении на расстояние 1 км. Породы состоят из кварца, карбоната, сфена, циркона, апатита (0–60 % в виде отдельных кристаллов и мелкозернистых агрегатов). Содержание P_2O_5 , по данным бороздового опробования, – 0,1–24,16 %. Прогнозные ресурсы по проявлению – 25–30 млн т руды.

Проявление Курунг (III-5-46) представлено жилами (10 м) апатит-карбонатных пород, вытянутых в меридиональном направлении на 350 м. Среднее содержание P_2O_5 – 3,83 %. Прогнозные ресурсы руды – 1 млн т [22].

Проявление Осенний Лист (III-5-45) расположено на руч. Дорожный, где обнаружены жилы кварца с апатитом (до 6 м). Здесь же установлены брекчии с обломками диопсидовых пород и аплитов с апатит-кварцевым цементом, их мощность – до 15 м. Апатит образует неравномерную вкрапленность. Содержание P_2O_5 в бороздовых пробах – 5,73 %. На левобережье руч. Дорожный в гранитах установлена зона дробления (1 м) с выщелоченными апатит-кварцевыми породами (apatит в виде красно-бурых кристаллов до 2 см в длину в количестве 20–25 %). Мощность зоны дробления – 1 м, содержание P_2O_5 – 6,41 % [147].

Проявление Тагнарап (III-5-51) по строению и составу аналогично проявлению Капля. Здесь среднее содержание P_2O_5 – 3 %. Прогнозные ресурсы составляют 80 млн т руды.

Проявление Олёкма (V-2-22) установлено во флогопит-тремолитовых мраморах сырыльерской серии, протягивающихся на 1 км. Апатитоносные прослои мраморов (до 30 см) содержат зонки гематитизации и включения апатита (2%) сургучного цвета размером 1–2 мм. Содержание P_2O_5 – 0,35 % [127].

Нимгерканское рудное поле, включающее проявления, расположенные на правом водоразделе р. Лев. Нимгеркан (III-6-51, 55), сложено породами верхнеалданской серии архея, в которых проявления приурочены к узлу пересечения меридиональной и северо-западной зон разломов. Апатитоносные метасоматиты образуют сложные жилы и жильные зоны, формируя крупное штокверковое поле. Мощность жил – от 1 до 25–30 м, в узлах пересечения – до 50 м, длина – от нескольких десятков метров до 1 км. Падение рудных зон субвертикальное.

Проявление Камлун (III-6-67) расположено на левом водоразделе р. Лев. Нимгеркан. Участок сложен породами федоровской и верхнеалданской серий, смятых в узкие складки, опрокинутые на юго-запад. На левом берегу р. Камлун диопсидовые кристаллосланцы содержат кварц-калишпатовые и альбит-карбонатные метасоматиты с гнездовыми обособлениями гематит-кварцевых метасоматитов с обломочным апатитом. Апатит в виде крупных (до 3–4 см в поперечнике и до 8 см в длину) призматических кристаллов бурого цвета составляет до 60 % объема породы. Содержание P_2O_5 в трех пробах – 1,69–6,69 % [22].

Формация апатитовая в корах выветривания. В бассейне р. Тимптон, между устьями рек Иенгра и Чульман имеется ряд проявлений и пунктов минерализации того же типа, который свойствен Нимырьскому району. Однако помимо апатит-мартит-доломитовых метасоматитов, в том числе развитых по ортоамфиболитам и ортосланцам, как в пункте VI-6-7 с содержанием P_2O_5 до

4 %, появляются два новых типа минерализации. Первый из них – фосфатоносные коры выветривания, часто линейные, обычно мезозойско-кайнозойские. Так, на проявлениях V-6-3, 5, 6 это апатит-франколитовые руды со средним содержанием P_2O_5 – 12 % (до 29 %), представляющие собой обломки апатит-диопсидовых и апатит-кварцевых метасоматитов и их минералов, находящихся во франколитсодержащем цементе (каолинит-гидрослюдистом).

Помимо описанных выше объектов имеется еще несколько десятков проявлений и пунктов минерализации апатита.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Глины огнеупорные. На территории листа выявлено два месторождения огнеупорных глин, относящихся к *каолиновой формации*.

Среднее месторождение Кирпичнозаводское (IV-6-77) расположено в 90 км севернее горы Чульман и представлено серией неогеновых карстовых воронок, заполненных каолиновыми глинами с примесью песчаного и щебнистого материала. В двух крупных воронках установлены белоцветные и пестроцветные глины. Белоцветные относятся к группе огнеупорных глин ($1620-1680^\circ$) полукислых класса «Б». Их химический состав (%): Al_2O_3 – 13,79, SiO_2 – 74,48, Fe_2O_3 – 2,56, ппп – 4,28. Пестроцветные относятся к группе тугоплавких и легких глин. Их химический состав (%): Al_2O_3 – 16,14, SiO_2 – 64,39, Fe_2O_3 – 7,49, ппп – 5,21. Запасы белоцветных глин – 5,1 млн т, пестроцветных – 3,9 млн т по категориям $C_1 + C_2$. В 1978 г. южнее месторождения детально разведана карстовая воронка, выполняющие ее желтые и коричневые глины оказались непригодными для изготовления строительного кирпича из-за каменистых включений. Забалансовые запасы этих глин – 404,7 тыс. m^3 [116].

Малое месторождение Эргинское (IV-6-82) расположено в верховьях р. Эрге. Здесь обнаружены мелкие карстовые воронки, выполненные белоцветными глинами. Рекомендуются продолжить разведку в междуречье Бол. Хатами и Эрге.

Кианит. На территории листа выявлены одно проявление кианита и один пункт минерализации, относящиеся к *формации корунд-андалузит-кианитовых россыпей*.

Проявление россыпей кианита установлено в верховьях руч. Чайный (VI-5-36) и по его левому притоку – руч. Корунд. Общая длина его – 6 км, промышленный интерес представляет участок длиной 2,8 км, шириной 58,5–60,6 м, где крупные гальки и валуны кианита совместно с галькой корунда образуют вытянутые скопления в направлении потока или рассеяны среди обломков других пород. Мощность продуктивного горизонта (средние содержания дистена и корунда – по 0,5–0,6 %) в верховье руч. Корунд – 3,3–3,5 м, прослежен на 880 м при ширине 28,5 м. Делювиальная россыпь сложена крупными (до $1 m^3$) глыбами дистеновой породы с содержанием последнего до 30 % [22].

Силлиманит. Выявлено два проявления и три пункта минерализации силлиманита, которые относятся к формации *силлиманит-кианитовых сланцев и гнейсов*.

Проявление Кэннэней (IV-4-25) представлено биотит-гранат-силлиманитовыми гнейсами и сланцами. Здесь тонкоиглочатый силлиманит слагает 20–30 % объема породы [36].

Проявление и пункт минерализации силлиманита установлены на р. Улахан-Мелемкен и по руч. Ньюрангра (VI-6-20, 22). Здесь в элювии развалы глыб гранат-силлиманитовых гнейсов иенгской серии содержат силлиманита до 50–70 %, протяженность выхода – первые километры, мощность – до 150 м [147].

Доломит огнеупорный. На территории листа выявлено два крупных месторождения огнеупорного доломита.

Месторождение Комсомольское (IV-5-64) расположено рядом с одноименным железорудным месторождением. Венд-кембрийские доломиты (толща 70 м) отвечают требованиям технических условий МПТУ-2660-50 для сырого доломита, МПТУ-2661-50 для обожженного доломита и относятся к трудноспекаемым разностям (1700°). Запасы не подсчитаны.

Месторождение доломита Пионерское-I (IV-5-59) непосредственно примыкает к одноименному железорудному месторождению. Здесь венд-кембрийские доломиты перекрывают железные руды и образуют три линзообразные залежи мощностью до 30 м. Они являются высококачественным огнеупорным сырьем, сходным с доломитами месторождения Комсомольское. По категориям $A_2 + B + C$; запасы составили 26 млн т, в т. ч. по категории A_2 – 5,1 млн т [116].

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Корунд. На территории листа в бассейне р. Иенгра обнаружены одно месторождение и пять проявлений корунда, относящиеся к *формации корундовых кристаллических сланцев*.

На *месторождении Чайнытское (VI-5-24)* на площади 30 км² прослежено 11 линзообразных рудных тел (2–25 м) длиной 10–200 м, залегающих среди диафторированных основных кристаллосланцев нижнего архея. В рудных телах корунд образует либо мономинеральные скопления длиной 10–30 м, мощностью 2 м, либо гнезда, иногда беспорядочную мелкую вкрапленность. Содержание корунда – от 0,3 до 80 %. В составе руд присутствуют мусковит, хлорит, маргарит, турмалин, дистен, рутил, пирит, халькопирит.

Проявление руч. Капрал (VI-5-23) представлено редкими глыбами корунд-серицитовых пород среди глыб кристаллосланцев. Серый корунд в виде овальных кристаллов до 2 см в поперечнике составляет 8–10 %. В пункте (VI-5-35) среди глыб диафторитов по кристаллосланцам обнаружены редкие глыбы хлорит-маргарит-корундовых пород. Корунд в виде короткопризматических и боченковидных кристаллов размером 0,2–9,4 мм в количестве 20 %

[147]. Аналогичное проявление установлено по долине р. Джелинда (VI-5-42).

В районе будки Ороченка (VI-5-54) на гольцовом водоразделе среди диафторированных кристаллосланцев встречены редкие глыбы дистен-маргарит-хлорит-кварцевых пород с рассеянными вкраплениями розового корунда в количестве 2–3% [147].

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Асбест. Известно одно малое месторождение, шесть проявлений и один пункт минерализации асбеста. Они относятся к *хризотил-асбестовой апокарбонатной* и *хризотил-асбестовой* формациям.

К хризотил-асбестовой апокарбонатной формации относится *месторождение Мрачное* (III-6-59), расположенное у контакта скарнированных доломитов венда–раннего кембрия с сиенитами алданского комплекса [147]. Во флогопит-диопсид-амфиболовых скарнах установлены зоны дробления мощностью до 30 м, насыщенные жилами кварца, пегматитов с флюоритом, актинолитом, беергеритом, около которых наблюдается асбест амфиболовый в жилках 0,5–5 см по актинолиту и тремолиту скарнов. Встречаются вкрапленные руды, приуроченные к гидротермально измененным сиенитам. Амфибол по оптическим свойствам стоит между родуситом и тремолит-актинолитом. Среднее содержание его – 600 г/т. Может применяться для производства асбоцементных изделий.

Проявление в верховьях руч. Еннье (II-6-37). В экзоконтакте эгириновых гранитов с доломитами скарны содержат прожилки тремолит-асбеста поперечно-волокнистого длиной от 0,5 до 1,0 см. Мощность скарнов – не более 3 м.

Проявление Пьяное (III-6-81) расположено в верхнем течении р. Юхтэ, где в авгит-роговообманковых сиенитах установлены кварц-актинолитовые жилы с амфибол-асбестовой минерализацией. Суммарная мощность жил – 25–30 м, они прослежены на 250–300 м. Асбест бледно-голубой, по химическому составу отвечает щелочному актинолит-асбесту.

Ближний характер имеют *проявление Темное* (III-6-78), которое связано с частыми пластовыми интрузиями сиенит-порфиоров, прорывающих доломиты, и *проявление Тектоническое* на левобережье руч. Самодумовский (III-6-20) [147].

К хризотил-асбестовой формации отнесено *проявление Амутканское* (IV-5-34), приуроченное к зоне катаклаза с кварцевой брекчией и зонами выщелачивания, содержащими голубой (родусит-режекитовый) асбест. Вскрыто восемь таких асбестоносных пластообразных залежей (1–18 м), длиной 150–400 м, предположительно до 1000 м. Они разделены небольшими интервалами нерудных образований. Глубина оруденения – не менее 150–300 м. В 5 км к северу на водоразделе рек Унга-Дес и Кэннэнэй в зоне дробления гнейсогранитов (длина 200 м) лимонитизированных обнаружены включения голубого асбеста. Асбест мелковкрапленный, насыщенность его – 60–70%. В 3 км к западу от проявления в верховьях р. Унга-Дес и руч. Голубой среди глыб

гранитов, сиенит-порфиров, скарнов и кальцифиров встречены глыбы кварц-эпидотовых пород с волокнами голубого асбеста длиной 3–5 мм [116].

Проявление Досмунное (IV-6-46) на водоразделе рек Мал. Нимныр и Леглиер приурочено к зоне дробления в докембрийских гранитах. Граниты катаклазированы, окварцованы и содержат вкрапленность голубого родусит-режикитового асбеста.

На р. Олёкма в пункте минерализации (VI-2-3) минерализация голубого асбеста, приуроченная к трещинам скалывания в Тасском массиве сиенитов. Длина волокон асбеста – не более 2 см [22].

Мусковит. На территории листа известно четыре месторождения, 22 проявления и 15 пунктов минерализации мусковита, относящихся к *формации мусковитовых пегматитов*.

В бассейне р. Амнуннакта выявлено обширное пегматитовое поле. Здесь обнаружено *малое месторождение мусковита Налды I* (III-1-15) и *проявление Налды-Северное* (III-1-19). Они оба приурочены к жилам пегматитов, прорывающим архейские метаморфические породы и габброиды амнуннактинского комплекса. На месторождении и проявлении площадью 13 км² установлено два куста жил пегматитов со средним содержанием мусковита 49 кг/м³, средний выход сырца – 14,33%. Мусковит зеленоватый, средний размер пластин – 100 см², его качество улучшается с глубиной. Прогнозные запасы на глубину 30 м – 7,5 тыс. т по категории P₂.

Проявления Амнуннактинское I и Амнуннактинское II (III-1-22, 26) содержат 30 жил пегматитов длиной от 135–166 до 270–380 м, мощностью от 11–16 до 25 м. Они характеризуются сложной морфологией, не выдержаны по простиранию, с раздувами и пережимами. Ослюденение проявлено неравномерно, содержание мусковита в наиболее богатых участках – не более 20 кг/м³. Размер пластин – до 40 см², редко – 100–120 см². Мусковит трещиноватый, часто ельчатый, пятнистый с включениями кварца, граната.

На правом берегу р. Темулякит (II III-1-14) найдены развалы глыб мусковитовых пегматитов среди габбродиоритов [147]. Другие проявления и пункты минерализации в этой области (III-1-3, 6, 10, 19, 21; III-2-9, 10, 11, 17, 18, 20, 21) связаны с жилами пегматитов, прорывающими метаморфические породы борсалинской и олёкминской серий, причем в первых размер пластин мусковита достигает 40 × 50 см, во вторых – от 1 до 6 см².

В бассейне р. Ерюс-Миеле выявлены два пункта минерализации мусковита (IV-2-1, 11), содержание которого в жилах составляет 40–49 кг/м³. Прогнозные ресурсы на глубину 30 м по категории P₂ – 18 и 5,6 тыс. т соответственно.

В пункте минерализации (IV-2-24) мощность жил – 5 м, длина – 200 м, содержание мусковита – 20–26%, размер пластин 3–5 см в поперечнике (редко до 100 см). Другие пункты (IV-2-7, 21, 36) представлены жилами мощностью 0,5–4,0 м с кристаллами площадью 3–5 см². Пункт минерализации р. Сырылыр (V-2-15) представлен глыбами мусковитовых пегматитов, прослеженных на 200 м с площадью кристаллов 6–7 см². Мощность одной жилы – 1 м [127].

Проявление Верхнеэвонокитское (V-1-14) представлено 80 жилами мощностью 0,6–3 м, редко до 20 м, содержащими мелкие (до 4 см²) кристаллы

слюды низкого качества. Подобная ситуация на проявлении Верхнеханинское (V-1-46).

Проявление Верхнее Керсюе (V-1-35) представлено жилой пегматита мощностью 30 м, длиной 200 м, рвушей сланцы борсалинской серии, которая содержит гнезда размером не более 50 см с кристаллами мусковита $8 \times 1,5$ см трещиноватого чистого слабопятнистого. До глубины 80 м улучшения качества мусковита не наблюдается. В 2 км к северу от этого проявления обнаружено 10 жил мощностью 0,5–25 м, длиной до 100 м с чистой слюдой площадью 4 см^2 , слабомятой. В верховьях р. Хани выявлено еще довольно много проявлений и пунктов минерализации мусковита, которые не вынесены на карту (Ханинское I, II, III и др.). Все они связаны с жилами пегматитов, но их параметры и качество мусковита далеки от требований кондиции [127].

В бассейне верховьев р. Алдан обнаружено одно месторождение мусковита Янское (VI-4-6), три проявления (VI-4-2, 4, 5) и три пункта минерализации (VI-4-13, 22, 24).

Малое месторождение Янское (VI-4-6) представлено жилой пегматитов, прорывающей породы нижнего архея. Жила субширотного простирания линзовидной формы с зональным строением. Внешняя кварц-полевошпат-мусковитовая зона сложена агрегатами мусковита (60–65%), кварца (20–30%), полевым шпатом (5–10%). Эта зона постепенно сменяется почти сплошным мусковитом (95%). Здесь размер его кристаллов до 16×23 см. Мусковит слегка зеленоватый, легко разделяется на тонкие пластины, но к его недостаткам относятся трещины, черные пятна, ленточное и ельчатое строение по краям кристаллов. Мощность мусковитоносных зон – от 0,3 до 1,4 м. Запасы по восточной части жилы при длине 55 м и среднем содержании $38,22 \text{ кг/м}^3$ составляет 83 т забойного сырца. Содержание по западной части – $16,8 \text{ кг/м}^3$. Запасы не установлены [22].

Проявление кряжа Зверева (VI-4-4) среди пород зверевской серии представлено пегматитами с крупноблоковым мусковитом и кварцем. Кристаллы мусковита – до 15–20 см в поперечнике, иногда кондиционные (VI-4-5) и трещиноватые в виде гнездовых обособлений распределены неравномерно. Остальные проявления содержат мусковит от 4–5 до 7 см в поперечнике в незначительном количестве.

Пункты минерализации в этом районе обычно представляют собой небольшие развалы глыб пегматитов с кристаллами мусковита от 1 до 9 см. В бассейне р. Прав. Чульман в зоне полиметаморфизма обнаружены два месторождения (VI-5-28, 30) и два проявления (VI-5-26, 31) мусковита.

Месторождение Слюда (VI-5-30) известно с 1914 г. и разрабатывалось, добыто сотни пудов высококачественной слюды из асимметричной жилы двуслюдяного пегматита (2–3 м), участками графического, переходящего у контакта в пегматоидные граниты с мусковитизированными зернами граната и кианита, такими же, как и во вмещающих гнейсах. По зонам катаклаза пегматит серицитизируется. Мусковит в кристаллах размером 10–15 см, иногда до 55 см, бочонковидный, пластинчатый и приурочен к висячему борту жилы, круто падающей на восток. В отвалах жилы найдены крупные (5–21 см) кристаллы апатита, ортита и монацита, а также глыбы (до 20 см) пирротина.

Месторождение Правочульманское (VI-5-28) представляет собой пегматитовое жильное поле площадью 12–14 км². Жилы расположены сериями, иногда по 10 жил вместе на расстоянии менее 10 м друг от друга. Их длина – 20–30 м, мощность – 5–10 м. Строение зональное. Ядро сложено кварцем, мусковит концентрируется на границе ядра в виде отдельных кристаллов и гнезд. Качество слюды хорошее, пластины крупные, в среднем 15 см². Запасы сырца по категории С₁ по одной жиле – 159 т [22].

Проявления на водоразделе рек Чульман и Прав. Капрал (VI-5-26, 31) представлены жилами пегматита мощностью от 1 до 7 м, длиной 20–40 м с содержанием мусковита 5–10 кг/м³, в одной жиле до 37 кг/м³. Размер пластин – от 4–6 до 15–20 см².

На *проявлении Северное (VI-5-26)* пять сближенных жил (4–6 м) длиной от 12–19 до 35–77 м. Протяженность зон мусковита – 8–15 м, мощность – 1,4–3,8 м. Размер пластин – 2 × 2 см, содержание – 7–24 кг/м³. К югу от этого проявления (1 км) линзовидное пегматитовое тело (4 м) длиной 26 м содержит 14,4–23,3 кг/м³ мусковита. Размер пластин – 2 × 2 см. Длина ослюденелого участка – 13 м [147].

В пункте минерализации IV-4-28 в осыпи на протяжении 100 м прослежены глыбы пегматоидных гранитов мусковит-турмалиновых. Кристаллы мусковита бесцветные, площадь пластин – до 35 см² [147].

Флогопит. На территории листа обнаружены 17 месторождений, 42 проявления и три пункта минерализации флогопита, которые относятся к *формации флогопитоносных метасоматитов*.

Проявление и месторождение флогопита (III-6-9, 13), образующие Куранахское рудное поле, приурочены к отложениям федоровской серии, слагающим крыло Куранахской синклинали в участке ее резкого прогибания. К телам диопсидовых пород (2–50 м) длиной 500–700 м, редко 1 км и более, приурочены линзовидные гнезда флогопита размерами до 2 м в поперечнике и флогопитоносные жилы неправильной формы с раздувами и пережимами мощностью от первых десятков сантиметров до 1,5 м в раздувах, длина 3–4 м, редко 20 м.

Месторождение Керакское (IV-6-2), проявление Усть-Николкинское (III-6-102) приурочены к породам федоровской серии. Месторождение Керакское состоит из двух зон. Первая длиной 950 м с рассеянным и мелкогнездовым ослюдением. Содержание флогопита в гнездах – от 1–2 до 118 кг/м³. Здесь выделена залежь диопсид-флогопитовых пород длиной 500 м, мощностью 3–25 м с мелкогнездовым ослюдением (0,8–1 м в поперечнике). Слюда площадью 30 × 30 см. Запасы на глубину 40–160 м по категории С₁ – 6990 т, по категории С₂ – 1915 т. Вторая зона представлена сложной залежью длиной 400 м, мощностью 40–80 м. Флогопит образует гнезда от 5 × 5 до 50 × 70 см и редко до 1,3 × 0,8 м. Средний размер кристаллов не более 50 см², содержание слюды в пробах – до 200 кг/м³. Выход колотой слюды 33,72 %. Запасы на глубину 40–160 м по категории С₁ – 11 640 т, по категории С₂ – 4598 т [27].

Усть-Николкинское проявление состоит из трех слюдоносных зон. Первая зона длиной 1,3 км, флогопит в разобщенных гнездах размером до 0,25 ×

× 1,0 м и в виде мелких чешуй, рассеянных во всех разновидностях диопсидовых пород. Размер пластин – до 20 см², они часто деформированы и трещиноваты. Обычное содержание – 9 кг/м³, в одной пробе – 75 кг/м³, в трех – до 32 кг/м³. Вторая зона длиной 0,6 км, характер ослюденения мелкочешуйчатый и мелкогнездовой. В двух гнездах площадь пластин – 30×40 см. Из семи проб в двух – 20 кг/м³, в одной – 8,8 кг/м³, качество хорошее. Третья зона прослежена на 250 м в среднезернистых диопсидовых породах, содержание флогопита ничтожно [27].

Месторождение Николкинское (IV-6-10) приурочено к линзам диопсидовых пород верхнеалданской серии. Выделены три слюдоносные зоны. Первая длиной 68 м, мощностью 18 м с гнездовым ослюденением. Кристаллы слюды площадью от 2 см² до 30×45 см (преобладают 8×12 см). Среднее содержание – 29,34 кг/м³. Запасы по категории С₁ – 408 т. Вторая зона длиной 41 м, мощностью 11,5 м, среднее содержание сырца – 50,3 кг/м³. Запасы по категории С₁ – 161 т. Третья зона площадью 22,5×6,22 м со средним содержанием 34,8 кг/м³. Запасы по категории С₁ – 15 т, слюда № 6 и 7 второго сорта [22].

Месторождение Швецовское (IV-6-27) представлено двумя участками – Усть-Короть и Новый, расположенными в 1,5 км друг от друга. Диопсидовые породы содержат гнезда, реже жилы флогопита. Размер кристаллов – 4×30×40 см, содержание 12–1298 кг/м³. По участку Усть-Короть по категории С₂ балансовые запасы составили 2611 т, при среднем содержании сырца 61 кг/м³; по участку Новый по категориям В+С₁ – 5732 т, при среднем содержании 53 кг/м³, забалансовые – 1059 т, при среднем содержании 23 кг/м³.

Из проявлений, расположенных вокруг месторождения Швецовское, интерес представляет *проявление Малый Горкит (IV-6-22)*, где две гнездовожильные слюдоносные зоны площадью 8,5×1–3,2 м и 124,5×2,6 м в среднем содержат 15,5–35,8 кг/м³ слюды. Размер гнезд – до 1×0,6 м. Кристаллы слюды – 10×18 см, в основном 5×6 см. Жилы мощностью 0,1–0,8 м, длиной 1–3,5 м. Забалансовые запасы по одной зоне по категории С₁ – 200 т [116].

Месторождение Таежнинское (IV-6-31) в верховье р. Мал. Нимыр представлено крупной секущей жилой длиной 137 м, мощностью 0,5–2,6 м в биотитовых гнейсах и магнезиальных скарнах. Жила состоит из диопсида и флогопита хорошего качества. Средний размер кристаллов – 20–30 см, иногда до 60 см в поперечнике. Среднее содержание сырца – 133,5 кг/м³. Запасы по категориям В+С₁ – 3767 т [116].

Месторождение Медведевское (IV-6-25) содержит слюду низкого качества. Балансовые запасы по категориям В+С₁ – 568 т, забалансовые по категориям В+С₁ – 42 т.

Малое месторождение Леглиерское (IV-6-55) состоит из 30 слюдоносных зон в федоровской серии, 20 из них имеют промышленное содержание слюды. Ослюденение гнездового и жильно-гнездового типа.

Средняя длина зон – 80–100 м, мощность 8–10 м. Среднее содержание – 100 кг/м³ (до 940 кг/м³). Размер пластин – 15–20 см в поперечнике. Запасы балансовые по категориям В+С, – 48 456 т, по категории С₂ – 5959 т, забалансовые – 2269 т.

В 5 км к западу *проявление руч. Ернистый (IV-6-54)* представлено двумя слюдоносными зонами с содержанием 20–26 кг/м³ забойного сырца. Флогопит – 15–20 см в поперечнике. Запасы забалансовые – 267 т по категории С₁.

Месторождение Инаглинское (II-5-11), расположенное в приустьевой части долины р. Иннели, сложено биотитовыми и биотит-пироксеновыми гнейсами верхнеалданской серии, прорванной плагиогранитами архея. В приконтактовых зонах обнаружены линзовидные залежи диопсидовых пород с гнездами флогопита. Выявлена слюдоносная зона длиной 36 м при средней мощности 8,5 м. Наиболее богатые гнезда приурочены к ее центральной части. Их размеры – 0,8×1,2 м. Флогопит хорошего качества. Размер кристаллов – 20×20 см, редко 20×30 см. Содержание флогопита по зоне – 46 кг/м³. Запасы по категории С₁ – 200 т [22]. Другие проявления Инаглинской группы (III-5-2, 5), обнаруженные к северу и северо-востоку от Инаглинского массива, представлены слюдой, хорошее качество которой наблюдается лишь в кристаллах малых размеров (3–4 см).

В бассейне Чуги установлено два малых месторождения (III-3-14, 19), приуроченных к диопсидовым породам иенгрской серии. Во всех – слюда низкого качества, суммарные запасы по категориям: В – 10 835 т, С₁ – 2109,8 т, С₂ – 1492 т [147].

Помимо вышеуказанных, на территории листа присутствует еще ряд месторождений, проявлений и пунктов минерализации флогопита, но по содержаниям полезного компонента и качеству слюды они им заметно уступают.

Тальк. Установлено всего одно проявление талька, относящееся к тальковой апокарбонатной формации.

Проявление Билечинское в бассейне р. Хани (V-1-24) приурочено к зоне разлома северо-восточного простирания. Пласт белых оталькованных пород с карбонатом талька (30 %) средней мощностью 3,2 м, длиной 1 км залегает в бытыгырской серии протерозоя [147].

Графит. На площади выявлены пять малых месторождений, 23 проявления и два пункта минерализации графита. Все они относятся к двум формациям: графитовой контактово-метасоматической и графитовой метаморфической.

К *графитовой метаморфической формации* относятся месторождения Надеждинское I, II (IV-6-21, 28) обнаруженные в отложениях нимнырской свиты вблизи ее границы с федоровской серией. На участке I (IV-6-28) выявлены пластообразные и линзовидные залежи 10 графитоносных зон сульфидизированных кварцитов с содержанием графита 4–41 % и графитовых гнейсов, сланцев с содержанием 0,5–14 % графита. Длина зон – 150–250 м, мощность от 3–8 до 30 м. На участке II (IV-6-21) выявлены три продуктивные графитоносные зоны длиной 600–1800 м, мощностью 3–38 м. Запасы чистого графита по обоим участкам до глубины 190 м (участок II) и 270 м (участок I) по категориям В + С₁ + С₂ составляют 3,1 млн т.

Проявление Левонимгерканское (IV-6-17) сложено переслаивающимися гиперстеновыми, биотит-гиперстеновыми, графит-биотит-гиперстеновыми, гранат-биотитовыми плагиогнейсами и гнейсами, в меньшей степени двупи-

роксеновыми и гиперстеновыми кристаллосланцами нимнырской свиты. Рудные тела представлены графитовыми гнейсами с графит-полевошпат-кварцевыми и графит-кварцевыми породами, которые слагают ветвящиеся пластообразные линзы и тела неправильной формы. Протяженность рудных тел – 500–600 м, мощность – от 1 до 20 м. Контакты с вмещающими породами нечеткие. Выделено два главных типа руд – массивные и вкрапленные. Массивные руды – это графит-кварцевые, графит-полевошпат-кварцевые породы; вкрапленные – графитовые, графит-биотитовые, графит-пироксен-биотитовые гнейсы. Кроме того, выделены руды коры выветривания, представляющие собой выветрелые разности других типов руд. Наиболее богатые – массивные руды. Они содержат 10–15 %, иногда до 50 % графита, вкрапленные руды – 2–6 %, в выветрелых рудах – 2–50 %. Поисковыми работами выявлен участок 6 км², где содержания графита наиболее высоки и устойчивы. По категории P₂ здесь прогнозируются запасы в 217 млн т руды до глубины 50 м или 11,8 млн т графита при его среднем содержании 5,44 %.

Проявление Керакское (IV-6-5) в породах нимнырской свиты представлено в нижней части разреза диопсидовыми и роговообманковыми сланцами и гнейсами, в верхней – графитоносными кристаллосланцами и гнейсами, слагающими Керакскую синклираль протяженностью 28 км, шириной 6–8 км. Рудные графитовые, графит-биотитовые, графит-гранат-биотитовые тела согласные, линзовидной формы, с нечеткими границами мощностью 1,3–23,2 м, длиной 60–330 м. Содержание графита – от 2,46 до 50 %. Наиболее высокие содержания его в графит-кварцевых, графит-полевошпат-кварцевых массивных рудах (до 20–40, реже до 50 %). Гнейсы содержат вкрапленные графитовые руды с содержанием его 5–7 %. Размер чешуек – от 0,1 до 0,2 мм. В целом по месторождению на глубину 50 м при среднем содержании графита 9,99 % прогнозные запасы по категории P₁ составляют 1,5 млн т [147].

Месторождения графита, приуроченные к породам верхнеалданской серии, обнаружены в бассейне р. Алдан. *Месторождение Ромашка (IV-4-31)* представлено тремя телами графит-кварц-полевошпатовых пород с содержанием графита до 10 %. Прогнозные запасы составляют 13 590 т руды.

Месторождение Мал. Имэнкээх (IV-4-36) представлено графит-кварц-полевошпатовыми породами в биотитовых и графит-биотитовых гнейсах (графита 7,2 %). Графитовый концентрат содержит углерод – 72,1 %, зольность – 25,8 % соответствует марке ГЛ-3. Прогнозные запасы графита 4950 т на глубину 50 м [116]. Проявление (III-3-21) на правом берегу р. Чуга сложено кварцитами и графитовыми кристаллосланцами мощностью не менее 20–30 м и с содержанием графита 40–50 % [147].

В бассейне Иенгры выявлены многочисленные проявления графита. По руч. Чайных (VI-5-39, 43) диафторированные кристаллосланцы содержат до 20 % графита, а кварциты, прослеженные до руч. Корунд – 5–10 %. Проявления графитовых сланцев (VI-5-46) обнаружены в бассейне р. Холодникан. Проявление (VI-5-48) обнаружено А. Н. Тимашковым в 1975 г. Мощность графитоносного пласта – не менее 80 м, содержание графита – 15–25 %, содержание графитистого углерода – 4–6 %, наблюдаются участки вторичного обогащения.

Проявление Верхненерюктинское (VI-5-2) в нижнем течении р. Самокит представлено скоплениями графита в прослоях амфиболовых сланцев, иногда образующих сплошные агрегаты в виде линз до 5–10 см в поперечнике. Содержание графита – от 2 до 40 % породы [22].

Проявления графита в бассейне Диалтунды приурочены к отложениям амедичинской серии верхнего архея. *Проявление Булгунняхтахское (IV-4-37)* сложено кальцифирами и диопсид-амфиболовыми кристаллосланцами с залежами графитовых руд протяженностью до 1100 м, мощностью от 1–3 до 22 м. Содержание графита – 2,5–16 %, прогнозные ресурсы по категории P_2 для трех залежей – 146,3 тыс. т, для всего проявления – 359,6 тыс. т. Проявление Верхнебулгунняхтахское (IV-4-44) представлено пластом графитовых руд мощностью 21,3 м, с содержанием графита 4,21–12,12 % [22].

К графитовой контактово-метасоматической формации относится проявление Ыллын по левому притоку р. Тас-Юрях (VI-1-20). Здесь в поле развития анортозитов олёкмо-каларского комплекса установлены кварц-полевошпат-слюдяные метасоматиты, в которых залегают зона графитовой минерализации мощностью 120–130 м, длиной до 3,5 км почти вертикального падения. Содержание графита – 2,82–17,27 %. Богатые руды со средним содержанием общего углерода 10,52 % зафиксированы в непрерывном 70-метровом интервале. Графит темный, до черного, крупночешуйчатый с высокой флотационной способностью. Карбонатный углерод отсутствует, извлечение углерода высокое – до 90 % и более. Прогнозные ресурсы по зоне – 105 млн т рудной массы и 11 млн т чешуйчатого графита. В зоне отмечено повышенное содержание (%): церия – до 0,1–0,3, молибдена – до 0,03, лантана – до 0,04, иттрия – до 0,004, циркония – 0,01, ванадия – 0,02, свинца – 0,03, серебра – 0,005 [118].

К тектоническому нарушению приурочено малое *месторождение Имангра (VI-1-12)*, где среди пород верхнего архея (серицит-графит-плагиоклаз-кварцевых сланцев) выделены две рудные залежи субширотного простирания с крутым северным падением. Залежь Северная имеет длину до 2 км и мощность 100–150 м. Содержание углерода – от 3,3 до 9,2 %. Прогнозные ресурсы по категории P_2 – 120 млн т руды или 7 млн т чешуйчатого графита. Залежь Южная имеет длину 3,5 км и мощность 100–200 м. Содержание углерода – от 3,5 до 8,8 %. Прогнозные ресурсы по категории P_1 – 260 млн т руды или 16 млн т чешуйчатого графита. Графит везде явно кристаллический, образует мелкочешуйчатые агрегаты. Размер чешуй – 0,2–0,05 мм. Флотационная способность высокая. В рудах спектральным анализом установлены ванадий – 0,12 %, итрий – 0,02 % [118].

Проявление графита в верховьях руч. Анабыл (V-4-20) приурочено к реликтам кровли массива позднерехейского бестяхского комплекса тоналит-плагиогранитового – среди амфибол-плагиоклазовых кристаллосланцев, а также в самих диоритах – и сопровождается окварцеванием и сульфидизацией. Площадь рудоносных пород – $1 \times 1,5$ км, мощность – 60–70 м. Содержание графита – 1–5 %, в окварцованных породах – до 10–15 %. В зонах окварцевания размер чешуек 0,7–1,0 см. Прогнозные запасы руды 500 млн т [147].

Проявление на р. Улахан-Мелемкен (VI-6-19) связано с жилой пегматитов со скоплением графита [147].

Проявление в верхнем течении р. Мурдан-Мукит (VI-1-24) приурочено к разлому между чарнокитами и ультраметагенными плагиогранитами, по которому в тектонической зоне шириной 2–3 км развиты кордиерит-графит-гранат-биотит-кварцевые породы, прослеженные на 12 км. Максимальное количество графита содержится в теле мощностью 100 м, длиной не более 500 м. Это черные мелкозернистые графитовые сланцы со средним содержанием графита 20–23 %. Прогнозные ресурсы руды – 13,25 млн т, графита – 3 млн т [22].

С породами верхнего архея связан *пункт минерализации в долине р. Хонченгра (V-4-16)*. Здесь в кварцитах и амфибол-биотитовых гнейсах отмечены прослои графит-плагиоклазовых кристаллосланцев мощностью 0,5–1,5 м. Графит образует мелкие чешуйки, равномерно распределенные по породе или мономинеральные слои. Содержание графита – 25–40 % от объема породы [22].

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Алмазы. На территории листа обнаружены один пункт минерализации и один шлиховой ореол алмазов, не выраженный в масштабе карты, и 15 вне-масштабных ореолов минералов-спутников алмазов.

Из аллювиальных отложений р. Джеконда (III-6-46) в отвалах старой шахты у устья руч. Трудовой извлечены два алмаза, один весом 21,1 мг, сорт «борт», второй 47 мг, сорт «экстра». Первый алмаз имеет размеры $3,0 \times 2,6 \times 1,8$ мм и представляет собой полный октаэдр с острыми ребрами и вершинами. Он прозрачен, бесцветен, с тусклой матовой поверхностью. Второй размером $3,7 \times 2,75$ мм представляет собой полный правильно развитый октаэдр с реликтовыми площадками граней октаэдра с острыми ребрами и острыми вершинами, прозрачен, чистой воды, с чуть зеленоватым оттенком и сильным алмазным блеском. Источники этих алмазов не установлены [27].

Спутники алмазов – пиропы найдены в верховьях р. Токко, а также в бассейне руч. Балаганах, его правом притоке (II-3-6), где связаны, по-видимому, с мелкими дайками и трубками эруптивных брекчий (трубка Перевальная), пиропы отмечаются в аллювии верховьев руч. Онхой и среднего течения руч. Онхой-Дабан (II-3-9, 12) [22].

В бассейне р. Чомполо в аллювии рек Аллараа-Сасыл-Сиабит, Хатын-Килиер, Юрюмэгчик, Дъанхер (II-4-16, 17, 18) установлены пиропы и хромдиопсиды. В правом притоке руч. Юрюмэгчик в шлихе – до 16 знаков пироба. В аллювии р. Чомполо пиропы и хромдиопсиды встречаются повсеместно [22].

В аллювии левых притоков р. Селигдар, в верховьях р. Хатыстыр-Юрях, в среднем течении р. Селигдар и в верховьях руч. Заречный (II-6-28, 29, 41, 44) встречены лиловые и оранжевые пиропы, связанные с меловыми лампроитоподобными телами, обнаруженными на левом и правом водоразделах р. Хатыстыр-Юрях [22].

Хромдиопсид. Известно одно месторождение хромдиопсида, которое относится к *формации камнесамоцветных пегматитов*.

Месторождение хромдиоксида Инаглинское (Ш-5-8) приурочено к массиву дунитов, которые прорваны многочисленными жилами крупно-гигантозернистых пегматитов диоксид-ортоклазовых, существенно диоксидовых, диоксид-ортоклаз-вермикулитовых, амфибол-полевошпатовых. Одна из жильных зон состоит из двух наиболее богатых пегматитовых жил. Их мощность – от 3 до 40 м. Одно тело сложено ортоклаз-хром-диоксид-вермикулитовыми и мономинеральными хромдиоксидовыми пегматитами мощностью от первых десятков сантиметров, редко до 20 м, длиной до 500 м. Другое протяженностью 290 м имеет симметрично-зональное строение. Внешняя зона хромдиоксидового состава центральная состоит из хромдиоксида, вермикулита, полевого шпата, амфибола. С глубиной отмечается уменьшение мощности хромдиоксидовых зон. Источником ювелирного хромдиоксида являются мономинеральные хромдиоксидовые породы, залегающие на границе с вермикулитовыми разновидностями в виде прерывистого слоя мощностью 1,5–2,0 м. Запасы хромдиоксида по категориям $C_1 + C_2$ – 21067,1 кг.

Аметист. Выделено одно месторождение и одно проявление аметиста. Они принадлежат к формации хрусталеносных кварцевых жил.

На гольце Обман (Ш-6-69) обнаружены многочисленные кварцевые жилы с ювелирным аметистом. Жилы содержат гнезда размером (30–40) × (10–40) см, выполненные крупнозернистым шестоватым кварцем и аметистом. Кристаллы аметиста характеризуются короткостолбчатым габитусом и сочным фиолетовым цветом. Часто наблюдается чередование зон фиолетовой и дымчатой окраски в головках кристаллов. Выход кондиционного аметиста – 3–4%. Кварцевые жилы с кристаллами горного хрусталя и аметиста прослежены на 250 м. Прогнозные запасы аметиста – 36,8 кг.

В *верховье правого притока руч. Телиэркэлээх (Ш-1-29)* выявлены отдельные кварцевые жилы, приуроченные к субмеридиональной зоне разломов в поле развития архейских пород и нижнепротерозойских отложений. Их мощность – 4 м, длина – 100–200 м. Жилы содержат шестоватый кварц с хорошей огранкой. Кристаллы полупрозрачны, иногда фиолетового, дымчатого цвета. Их высота – от 2–3 до 8 см, в поперечнике – 1–2 см [22].

Розовый кварц. Установлены два проявления розового кварца, относящиеся к *формации хрусталеносных кварцевых жил*.

Одно из них расположено в *верховье руч. Соготок-Харыйя (V-1-41)*, где на 6 км прослежен пласт (6 м) кварцитопесчаников, проработанный розовым кварцем. Кроме объемной пропитки пласта, внутри него отмечены гидротермальные жилы розового кварца мощностью от 2–3 см до 1 м. Жилы ветвящиеся с пережимами, раздувами, взаимнопересекающиеся, трещиноватые. Они установлены также вне пласта кварцитопесчаников в высокоглиноземистых кристаллосланцах и карбонатных породах. Окраска розового кварца в жилах ярче и сочнее, особенно за пределами пласта кварцитопесчаников [22].

Проявление розового кварца (V-1-48) расположено в верховьях руч. Кабаханур и представлено жилой розового кварца мощностью 1,5 м, залегающей согласно с полосчатостью гнейсов и высокоглиноземистых сланцев с азиму-

том падения 340° , углом 75° . Жила прослежена на 40 м, далее она перекрыта рыхлыми отложениями. Кварц полупрозрачный с отчетливым равнозернистым сложением. Величина зерен – от 0,2 до 2,0 см. Окраска неравномерная, цвет от бледно-розового до лилового. Жила разбита серией параллельных очень тонких трещин через 2–3 мм и многочисленными извилистыми волосовидными трещинами других направлений. Кварц принимает полировку высокого качества, выдерживает распиловку и обработку в пластинах толщиной до 1 см. Он соответствует двум ГОСТ: интенсивно окрашенные участки $5 \times 5 \times 5$ см соответствуют ГОСТ 41-117-76 как высшему сорту цветных поделочных камней в сырье, что составляет 3–5 % жилы. Остальная часть розового кварца соответствует ГОСТ коллекционного сырья [118].

Фукситовый кварцит. Обнаружен один пункт минерализации кварцитов.

Пункт минерализации (V-1-38) расположен по долине правого притока р. Хани, где обнаружены развалы глыб изумрудно-зеленых кварцитов массивных и полосчатых, прослеженных на 150 м при ширине 50 м [22].

Лабрадориты, андезиниты. Установлено одно проявление, относящееся к *камнесамоцветной пегматитовой формации*.

Проявление расположено на *склоне правого водораздела р. Ингамакит (VI-1-31)* сложено габброноритами и андезинит-лабрадоритами, среди которых обнаружены розовато-сиреневые, коричневые и кирпично-красные андезиниты. Андезиниты слагают слои среди других разновидностей и развиты здесь гораздо шире иризирующих анортозитов. Общая мощность таких слоев – до 500 м, длина – не менее 30 км. Декоративные свойства андезинитов высокие, что позволяет включить их в класс «декоративных» пород. Они могут использоваться как облицовочный материал в полировочной и лощеной фактуре и в фактуре скалывания. Запасы этого проявления – 10 км^3 [22].

Амазонит. Выявлен один пункт минерализации. Он относится к *камнесамоцветной пегматитовой формации* и расположен в *долине р. Куорта Чугинская (IV-3-29)*. Здесь обнаружены пегматитовые жилы блокового строения с амазонитом в количестве от 30 до 60 %, сине-зеленого цвета. Мощность жил – не более 10 м, длина – первые сотни метров. По декоративным свойствам амазонит отвечает требованиям ГОСТ 41-117-76, сорт II. В 2,5 км к северо-востоку, вниз по склону установлено поле жил амазонитовых пегматитов с редкоземельной минерализацией среди пород верхнеалданской серии [133].

Письменный гранит. Известно одно проявление письменного гранита, относящееся к формации керамических пегматитов.

На *р. Эвонокит (V-1-20)* в мусковит-пегматитовом поле обнаружены жилы пегматитов зонального строения, в которых отмечены графические кварц-плагиоклаз-микроклиновые зоны. Таких зональных жил – 30 % от 146 жил поля. В письменных гранитах ихтиоглипты кварца имеют разнообразную форму – пластинчатую, клиновидную, коленчатую, зигзагообразную. Размеры сростков кварца – от нескольких долей миллиметра до $10 \times 3 \times 1$ см. Цвет

письменных гранитов желтовато-белый, бледно-розовый. Мощность зон письменных гранитов в жилах – не более 6 м [22].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Кислые интрузивные породы. Выявлено 10 месторождений гранита, пригодного для изготовления щебня и облицовки зданий.

Месторождение на водоразделе рек Талума–Нюкжа (VI-3-17) – средне-крупнозернистые граниты тындинско-бакаранского комплекса – пригодны для бута марки «1000», изготовления щебня и как облицовочный камень. Для щебня могут использоваться порфирированные биотитовые граниты массива площадью $0,5 \times 1$ км, обнаруженные по левому склону долины руч. Аммонитовый – притока р. Хоруда [22]. Проявление не разведано. Как облицовочный камень можно использовать порфирированные средне-крупнозернистые гранодиориты тындинско-бакаранского комплекса, выявленные в верховье руч. Последний (VI-4-23) [22].

Основные и ультраосновные интрузивные породы. Установлено четыре месторождения основных и ультраосновных интрузивных пород.

На правом берегу Нюкжи в 1 км выше устья р. Чильчи (ММ VI-3-47) – «леопардовое габбро» тындинско-бакаранского комплекса, обладает высокими декоративными свойствами и образует блоки $3,5 \times 2$ м, пригодные для облицовки зданий [22].

Помимо вышеуказанного, на территории листа выявлены следующие месторождения: Огоньор, Васильевское, Сайбалахское.

Щелочные интрузивные породы. При строительстве БАМ в 1979 г. в 1,5 км к юго-западу от моста через р. Олёкму разведано малое месторождение Тас-Юряжское (VI-2-2). В геологическом строении месторождения принимают участие сиениты тасского комплекса ранней перми. Сиениты серые, светло-серые, розовато-серые крупнозернистые с жилами сиенит-пегматитов, пригодны в качестве облицовочного камня. Запасы, утвержденные ГКЗ по категориям А + В + С₁ – 910 тыс. м³.

Карбонатные породы

Мрамор. Выявлено два месторождения.

Месторождение Марийка (IV-5-57) представлено пластами и линзами (до 60 м) мраморов с прослоями кальцифиров, скарнов, гнейсов и кристаллосланцев в составе федоровской серии. Мраморы белого, серого, зеленого, розового цвета. Запасы, утвержденные ГКЗ, по категориям В + С₁ составляют: мраморы — 9869 тыс. м³, мраморный камень — 5954 тыс. м³. Камень отвечает требованиям ГОСТ 9479-76, 22856-77, 8267-75, 6666-74; ГОСТ 41.117-76 и пригоден в качестве облицовочно-декоративного и бортового камня, декоративного щебня и строительной извести [116].

Помимо вышеописанного месторождения на площади листа расположено месторождение мрамора Надежда.

Известняк. Известно три месторождения известняка — это крупное месторождение Алданское (III-6-8) и среднее Бурное (II-6-12).

Крупное месторождение Алданское (III-6-8) представляет собой почти горизонтальный пласт (4,5–8,0 м) известняков, которые подстилаются доломитами с тонкими прослоями мергелей и перекрываются серыми доломитовыми известняками с редкими прослоями кремней. Химический состав известняков по трем пробам (%): CaO – 49, MgO – 3,8, SiO₂ – 1,78, R₂O₃ – 0,7, P – следы, S – 0,044, ппп – 42,54. Запасы – 0,7 млн т [27].

С карбонатными отложениями тумулдурской свиты связано *месторождение Бурное (II-6-12)*. Оно представлено пластом известняков мощностью от 5–10 до 66 м, перекрытым делювием мощностью от 0,5 до 4 м. Известняки темно-серые, участками закарстованные, имеют постоянный литологический и минералогический состав. Их химический состав (%): CaO – 49,3, MgO – 4,5, нерастворимый остаток – 1,9, SiO₂ – 1,5, R₂O₃, – 0,7, P – 0,006, S – до 0,04. Запасы по категории C₁ – 78,1 млн т [22].

Доломит. Выделено три крупных месторождения доломита. Они приурочены к породам юдомской серии.

Месторождение Юхтинское (III-6-75) сложено доломитами мощностью от 5 до 103 м, залегающими на песчаниках и перекрытыми рыхлыми делювиальными отложениями. Химический состав доломитов (%): CaO – 29,7, SiO₂ – 3,5, MgO – 19,1. В 1966 г. доломиты использовались Алданским промкомбинатом для получения воздушной извести. Могут применяться как флюс в маргеновских и томасовских конверторах. Запасы – 112 млн т [27].

Крупное месторождение Комсомолка (IV-6-78) сложено чередующимися горизонтами известковистых доломитов (7–17 м) и кремнистых доломитов (3–14 м). В известковистых доломитах (%): SiO₂ + R₂O₃ – 38, CaO – 29,58, MgO – 20,18; в кремнистых – SiO₂ + R₂O₃ – 20, CaO – 23,4, MgO – 17,11. Известковистые доломиты пригодны для металлургического производства и магнезиальной быстро гасящейся извести, кремнистые – для получения щебня. Прогнозные запасы для площади 1,35 км² по категории C₂ – 62,5 млн т, в том числе известковистые доломиты – 46,3 млн т [116].

Глины и суглинки кирпичные, черепичные. Выделено два месторождения.

Малое месторождение Якоkitское (II-6-51) площадью 1,6 км² сложено современными аллювиально-коллювиальными суглинками в днище долины р. Якоkit. Средняя мощность продуктивного горизонта, перекрытого глинистыми наносами, составляет 1,15 м. Качество глин окончательно не установлено, возможно их применение при изготовлении кирпича и керамзита. Запасы по категории C₂ – 1,79 млн м³ [22].

Малое месторождение Якоkitское (II-6-50) находится в долине р. Якоkit в районе пос. Якоkit и представлено тремя участками: Северным, расположенным в 2 км к северу от поселка, Южным – в 2 км юго-восточнее поселка и

Южным Флангом – в 4 км южнее поселка. Оно выявлено в 1953 г. и с тех пор неоднократно разведывалось разными организациями. Месторождение в целом по запасам относится к малым, каждый участок в отдельности представляет собой малое месторождение. Пласт глинистых пород приурочен к четвертичным аллювиальным отложениям высокой поймы и первой надпойменной террасы. В разрезе глины залегают непосредственно под почвенно-растительным слоем на песчано-галечно-гравийных отложениях. Ширина выхода пласта глин непостоянная и колеблется в широких пределах – от 200 до 950 м. Мощность пласта изменяется от 0,5 до 3,7 м, средняя не превышает 2,0–2,1 м. Общая установленная протяженность площади распространения глин превышает 17 км. Глины имеют каолинит-гидрослюдистый состав, делювиально-аллювиальное происхождение, что обуславливает невыдержанность гранулометрического состава, засоренность и постепенные переходы в песчано-галечно-гравийные отложения.

Участки месторождения разведаны с различной детальностью. На участке Северный подсчитаны запасы глин как сырья для изготовления строительного кирпича по категории C_2 в количестве 3,88 млн m^3 . Глины пригодны также для изготовления цемента марки «400». По оценке ЮЯГРЭ (1983–1985 гг.) запасы таких глин категории C_2 составляют 3,5 млн m^3 , по оценке АГРЭ (1991–1992 гг.) запасы категорий $C_1 + C_2$ равны 4,7 млн т. Глины участка Южный могут использоваться для получения цемента марки «400», облицовочной керамической плитки (ГОСТ 6141-82) и строительного кирпича марок «100», «125», «150». По оценке ЮЯГРЭ запасы категории C_2 составляют 3,58 млн m^3 . При переоценке запасов глин для использования их в качестве сырья для получения облицовочной керамической плитки АГРЭ в 1988 г. получены запасы категории В – 178 тыс. m^3 , C_1 – 698 тыс. m^3 , C_2 – 5,661 млн m^3 . Запасы глин в качестве сырья для производства строительного кирпича подсчитаны по категории C_1 в количестве 1,782 млн m^3 . Запасы глин участка Южный Фланг подсчитаны по категории C_2 в количестве 1,781 млн m^3 [26].

Глинистые сланцы керамзитовые. Выявлено два месторождения: *среднее Талуминское (V-5-7)* и *малое Ларионовское (VI-5-5)*. В геологическом строении месторождений принимают участие терригенные отложения кабактинской свиты поздней юры. Продуктивные горизонты приурочены к пачкам тонкозернистых пород (аргиллитов и алевролитов), имеющих мощность до 20 м. Для производства керамзита наиболее пригодны монтмориллонитовые и гидрослюдистые глины, содержащие не более 30 % кварца. Общее содержание SiO_2 должно быть не более 70 %, Al_2O_3 – не менее 12 % (желательно около 20 %), $Fe_2O_3 + FeO$ – до 10 %, органических примесей – 1–2 %.

Обломочные породы

Песчано-гравийный материал. Выявлены восемь месторождений, приуроченных к русловым, террасовым и водно-ледниковым образованиям, широко развитым на площади листа.

Среднее месторождение Курунг-Салаинское (Ш-6-103) расположено в 16 км к северо-востоку от пос. Якокут, в 38 км от г. Алдан в нижнем течении руч. Курунг-Салаа и приурочено к аллювиальным отложениям первой и второй надпойменных террас по правому борту долины реки. В разрезе аллювиальных отложений первой надпойменной террасы преобладают слои, состоящие из смеси гравия, песка и гальки, чередующиеся с прослоями и линзами песков. Супесчаные и песчано-глинистые отложения характерны только для верхней части разреза. Вскрытая мощность аллювиальных отложений – 4,5 м. Предположительно, она более 10 м. Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы на водораздельной части руч. Курунг-Салаа и руч. Рябиновый представлены валунно-гравийно-песчаным материалом. Распределение песка, гравия (гальки) в смеси довольно равномерное. Вскрытая мощность отложений – 10 м, но предположительно она составляет 15 м. Общая протяженность террасы – 800–1000 м при средней ширине 300–400 м. Высота уступа – 10–14 м.

По данным гранулометрического анализа гравия месторождения, преобладают остатки на ситах с диаметром отверстий 20, 40, 70 мм. Петрографический состав гравийного материала однообразен, преобладает гравий магматических, ультраметаморфических, метаморфических пород (95–100 %). Гравий осадочных карбонатных пород не превышает 5 %.

На основании проведенных испытаний, гравий-отсев удовлетворяет требованиям ГОСТ и имеет объемный насыпной вес в пределах 1484 кг/м³. В отдельных пробах отмечаются несколько повышенные содержания глинистых частиц и органических примесей. В результате проведенных испытаний установлено, что гравий пригоден в качестве крупного заполнителя бетонов марки «150». Песок-отсев по крупности относится к средне-крупнозернистому с модулем крупности 2,81–3,12. Содержания глинистых частиц и органических примесей превышают нормы, регламентируемые ГОСТ. Песок-отсев пригоден для приготовления штукатурных кладочных растворов.

В результате испытаний гравийно-песчаной смеси в бетоне установлено, что по показателям прочности она пригодна в качестве крупного и мелкого заполнителя для бетонов марки «150». Коэффициент разрыхления смеси равен 1,27. Объемная масса – 2,75 кг/см³.

Месторождение разведано до глубины 3–10 м. Запасы песчано-гравийной смеси, подсчитанные по категории С₁, составляют 1538 тыс. м³, в т. ч. песка – 512,2 тыс. м³, гравия – 1026,2 тыс. м³ и утверждены протоколом ТКЗ ЯТГУ № 118 от 25.12.1970 г.

В 1992–1994 гг. месторождение доразведывалось с целью радиационно-гигиенической оценки полезного ископаемого и подсчета запасов на полную мощность толщи. Согласно полученным данным, радиоактивность отложений изменяется в пределах 12–22 мкР/ч. Концентрации радиоактивных элементов в гравии и песке-отсеве составляет: U – от 3–7 × 10⁻⁴ % до 10–14 × 10⁻⁴ %, Th – от 11–22 × 10⁻⁴ % до 32–50 × 10⁻⁴ %. Песчано-гравийную смесь можно отнести к строительным материалам I класса, которые могут использоваться во всех типах строительства без ограничений. Запасы полезного ископаемого, залегающего ниже контуров блоков утвержденных ранее запасов,

по категории C_2 составили: песчано-гравийной смеси 2061, 932 тыс. м³, в т. ч. песка-отсева – 1062,73 тыс. м³ [27].

Малое месторождение Усть-Юхухтинское (Ш-6-104) расположено в 10 км к северо-востоку от пос. Якокут, в 34 км от г. Алдан в нижнем течении р. Юхухта по ее левому борту и приурочено к первой надпойменной террасе высотой 3–5 м. Терраса сложена валунно-гравийно-галечниково-песчаным материалом, характеризующимся довольно постоянным гранулометрическим составом: валуны составляют 10–26 % (в среднем 16,2 %) всей массы, галечно-гравийно-песчаный материал – 74–90 % (в среднем 83,8 %), в т.ч. песка – 23,4 %, гравия – 60,4 %. По данным гранулометрического анализа, гравий относится к среднему ряду с фракциями от 5–10 до 70 мм, причем преобладают остатки на ситах с диаметром 20–40–70 мм. Песок в преобладающем количестве относится к крупным фракциям. Коэффициент разрыхления равен 1,34. Объемная масса – 2,71 кг/см³.

Гравий представлен крепкими разностями пород, среди которых преобладает гравий изверженных и метаморфических пород (93–100 %). В меньших количествах отмечается гравий карбонатных осадочных пород (0–7 %). Качественная характеристика гравия в целом удовлетворяет требованиям ГОСТ. Согласно требованиям ГОСТ 10268-62, гравий может быть использован в качестве крупного заполнителя для бетона марки «200» и выше.

Песок-отсев относится к крупнозернистому с модулем крупности от 3,19 до 3,52. По результатам проведенных испытаний, песок пригоден в качестве заполнителей в обычные бетоны марки «М-200» и ниже.

Запасы песчано-гравийной смеси, подсчитанные по категориям $C_1 + B$, составляют 777 тыс. м³, в т.ч. по категории B – 634 тыс. м³. Горно-геологические условия месторождения благоприятны для эксплуатации открытым способом [27].

Малое месторождение Кукера (Ш-6-107) на левобережье верховьев руч. Калера приурочено к фрагменту (реликту) надпойменной террасы высокого уровня (50 м над руслом ручья), сложенному песчано-гравийным хорошо сортированным материалом (мощностью до 20 м) с редкими валунами. Гравий и валуны хорошо окатаны, песок кварц-полевошпатовый. Песчано-гравийная смесь отвечает требованиям ГОСТ 7394-77 в качестве заполнителя в гидротехнический бетон. Подсчитаны запасы по категории C_1 – 1088,7 тыс. т, C_2 – 440,1 тыс. т. Месторождение разведано [27].

Песок строительный. Известно пять месторождений песков аллювиального, озерно-аллювиального и реже – водно-ледникового происхождения. Пески могут использоваться для кладочных и штукатурных работ, приготовления строительных растворов, как добавка при изготовлении кирпича, для производства силикатного кирпича, как заполнитель тяжелого бетона и в дорожном строительстве.

Малое месторождение Усть-Селигдарское (Ш-6-48) находится на правобережье р. Алдан в районе устья р. Селигдар. Оно приурочено к разновозрастным четвертичным песчаным толщам озерно-болотного, озерно-аллювиального происхождения. Мощность песков колеблется от 1 до 10,9 м (средняя – 2,7 м). Пески мелкозернистые кварц-полевошпатовые, содержат при-

мель глинистых частиц (в среднем 4,0–6,4 %) и пригодны как материал для штукатурных и кладочных растворов. Применение песков в производстве бетона возможно только после предварительной отмывки. Запасы месторождения по категории C_1 составляют 13 млн м³. Существуют перспективы наращивания запасов на флангах месторождения, прежде всего на южном и северном. При площади распространения песчаных толщ 4,5 км² и средней мощности песков 2 м прогнозные ресурсы категории P_1 составляют 9 млн м³ [26].

Малое месторождение Юхухтинское (Ш-6-105) находится на левобережье руч. Юхухта в 12 км от пос. Якокут. Оно приурочено к аллювиальным и озерно-аллювиальным отложениям мощностью до 9–12 м и более. Полезная толща представляет собой пластообразную залежь, вытянутую вдоль руч. Юхухта на 4 км при ширине 200–300 м и средней мощности 5,8 м. В разрезе толщи чередуются пески, глинистые пески и песчано-валунно-галечно-гравийные отложения. Распределение гравия, валунов и гальки неравномерное. В составе песка преобладают кварц и полевые шпаты, в незначительных количествах (первые %) присутствуют пироксены, роговая обманка, магнетит, гематит, лимонит, а также слюды и хлорит. Песок относится к группе мелких и очень мелких с модулем крупности 1,1–1,9. Содержания пылевидных и глинистых частиц колеблется от 13,2 до 22,8 %, что превышает допустимую норму (5–7 %). Количество зерен размером более 5 мм превышает допустимую норму 10 % по массе (ГОСТ 8736-85). Для применения песков в строительных и штукатурных растворах потребуется предварительный отсев фракций диаметром свыше 5 мм и отмыв глинистых частиц. Естественная радиоактивность отложений составляет 25–35 мкР/ч. Таким образом, по радиационным показателям, отложения относятся к материалам II класса, допускаемым к применению в промышленности и дорожном строительстве, а также для наружной облицовки жилых зданий.

Запасы песков категории C_1 составляют 373,7 тыс. м³. Кроме того, в 1994 г. на месторождении были дополнительно подсчитаны запасы песка ниже контура ранее выделенных блоков. Они составили по категории C_1 371,243 тыс. м³ песка и 101,076 тыс. м³ гравия-отсева [26].

Песчаник. *Крупное месторождение Нерюнгринское (V-5-15)* приурочено к беркамитской свите, песчаники которой слагают до 80 % разреза свиты. Преобладают мелкозернистые (54 %) разности, зеленовато-серые, серые и темно-серые. Обломочный материал средне- или плохосортированный, зерна полуокатанные до плохоокатанных. Текстура слоистая: косая (крупная или мелкая), косоволнистая, реже неравномерная пологоволнистая или горизонтальная. По составу песчаники относятся к чистым аркозам. Песчаники удовлетворяют требованиям на природный камень и камень бутовый обыкновенный (тяжелый) марки «1000». Мощность слоев песчаников составляет до 10 м. Песчаники можно использовать в качестве штучного и бутового камня и для устройства дорожных покрытий и оснований дорог с тяжелым характером движения. Некоторые прослои песчаников могут использоваться для изготовления точильных камней [22].

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Гипс. Проявление р. Сагарай (II-2-3) приурочено к верхней части разреза порохтахской серии, представленной доломитами и известковистыми гипсоносными доломитами с линзами мергелей. Химический состав гипса (%): CaSO_4 – 72,6, MgCO_3 – 0,5, R_2O_3 – 12, нерастворимый остаток – 8,7, гидратная вода – 17,5 [22].

Кварцит. *Месторождение кварцитов Керакское* (IV-6-1) представляет собой резкий раздвиг одного из кварцитовых горизонтов васильевской свиты. При поисковой оценке тело кварцитов прослежено на 1200 м при северо-северо-западном простирании, его видимая мощность превышает 500 м. Далее кварциты резко выклиниваются в обоих направлениях. По-видимому, месторождение образовалось в результате сложных складчатых деформаций с возможными элементами диапиризма. Преобладают мономинеральные разновидности кварцитов. Местами они рассеяны маломощными ветвящимися телами лейкократовых калишпатовых гранитов, с чем связана слабая неравномерная фельдшпатизация кварцитов месторождения. Химическая характеристика кварцитов (по 120 пробам, в %): Al_2O_3 – 0,05–8,87, в среднем – 1,15; SiO_2 – 90,25–99,90, в среднем – 97,38. В основной массе проб содержание SiO_2 – от 94,2 до 99,90 %, в 5 % проб оно снижается до 90,25 %. Содержание Al_2O_3 в основном не превышает 2,48 %, в единичных пробах достигает 8,87 %. На месторождении выделены высокосортные кварциты с содержанием SiO_2 не менее 97 %, пригодные для производства динасовых изделий, и более низкосортные кварциты, с содержанием SiO_2 не менее 95 %, которые используются для выплавки кремнистых ферросплавов.

Огнеупорность кварцитов – 1720° (при требованиях к высококачественным кварцитам не менее 1750°), что связано с повышенным содержанием щелочей (0,6%). Образцы удовлетворяют требованиям ТУ 14-8-81-73 на динасовое изделие для ремонта коксовых печей. Кварциты пригодны для изготовления кварцеглинистых масс для футеровки сталеразливочных ковшей по ТУ 14-8-229-77. Из них могут изготавливаться огнеупорные динасовые изделия марки «Д5» по ГОСТ 4157-79. Кварциты отвечают требованиям ГОСТ 9854-81 на кварциты кристаллические для производства динасовых изделий марки «К97» и по ОСТ 1449-80 пригодны для производства ферросплавов.

По категории C_2 запасы месторождения составляют: I сорт – 165,2 млн т (содержание SiO_2 – 97,64 %, Al_2O_3 – 0,89 %), II сорт – 25,9 млн т (содержание SiO_2 – 97,12 %, Al_2O_3 – 1,14 %); по категории P_1 – II сорт – 251,7 млн т (содержание SiO_2 – 97,14 %, Al_2O_3 – 1,15 %) [22].

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

На территории листа известно одно месторождение пресных вод, один источник пресных вод, один источник бромных вод, один источник радоновых вод, 13 источников азотных вод, четыре источника термальных вод.

Пресные. На *среднем месторождении Нерюнгринское (V-5-17)* эксплуатируется шесть водозаборных скважин (скважины 3-г, 9-г, 15-г, 16-г, 17-г, 17-д). Эксплуатационный горизонт – юрский водоносный комплекс. Подземные воды после предварительной водоподготовки (обработка ультрафиолетовыми лампами, смешение подземных вод Нерюнгринского водозабора и подземных вод Верхне-Нерюнгринского водозабора с целью приведения в соответствие с требованиями содержания железа и марганца в подземных водах Нерюнгринского водозабора и т. п.) на станции 2-го подъема подается потребителям по действующим сетям. Подземные воды использовались для хозяйственно-питьевых нужд (водоснабжение населения г. Нерюнгри) и технических нужд. Качество подземных вод практически полностью соответствовало требованиям СанПиН 2.1.4.1074-01 «Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества». По химическому составу подземные воды являлись гидрокарбонатными кальциево-магниевыми с минерализацией 0,26 г/дм³ [22].

Минеральные промышленные воды

Бромные. Источник р. Сывлысардах (I-4-1) представляет интерес как «жидкие руды», пригодные для извлечения калия, брома, бора. Наличие этих рассолов свидетельствует о длительно сохраняющихся условиях затрудненного водообмена. О региональном распространении подобных рассолов в подсолевых толщах свидетельствует факт вскрытия рассолов с содержаниями брома до 3,84 г/кг [22].

Минеральные лечебные воды

Азотные. Наиболее интересные с точки зрения отработки хлоридные кальциево-натриевые рассолы с минерализацией 137 г/кг вскрыты в Ченкиямской скв. 4 в *бассейне р. Улахан-Санькча (I-3-1)* на глубине 152 м в отложениях нижнего кембрия.

Радоновые. Источники группы радоновых холодных преимущественно гидрокарбонатных пресных вод довольно широко распространены в фундаменте и связаны с корами выветривания кислых интрузивных пород, а также с зонами секущих их тектонических нарушений (III-6-72). Однако степень изученности их в целом низкая.

Термальные воды. Группа источников азотных термальных и субтермальных сульфатных вод приурочена к активизированным зонам глубинных разломов (IV-2-34, V-6-14, VI-5-16). Лечебные свойства вод этой группы определяются главным образом высокими содержаниями кремнекислоты и повышенной температурой. Кроме того, эти воды при значительных ресурсах могут рассматриваться как теплоэнергетические. С учетом температуры на выходе и дебите, вынос тепла *источника Олёмминский (V-2-2)* составляет до 14 400 ккал/с. Прогнозные запасы трещинно-жильных лечебных термальных вод в зонах разгрузки этого источника составляют 17 280 м³/сут [22].

Газ негорючий. Газопроявление гелия Десовское (IV-5-37) представлено фонтанирующей скважиной с водами гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридно-магниевыми-кальциевыми-уран-радон-радиевыми. Содержание радиоактивных элементов зимой увеличивается, но общая минерализация вод почти не изменяется. Вместе с водой гелий поступает в виде мельчайших пузырьков с притоком 0,125 л/мин. Анализ двух проб газа показал содержание в нем 3 % объемных гелия и около 1 % аргона [22].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Геологическая история территории листа охватывает несколько этапов развития от нижнего архея до современного периода включительно. При этом на каждом этапе развития происходило формирование разноранговых рудных (железо, золото, уран, медь, платиноиды, ниобий, тантал и др.) и нерудных (каменный уголь, апатит, хромдиопсид, флогопит, вермикулит и др.) образований различного генезиса и формационной принадлежности. В соответствии с этапами развития региона выделяются следующие минерагенические эпохи: раннеархейская (алданская), позднеархейская (сахабрийская), раннепротерозойская, рифейская, венд-палеозойская, мезозойская, кайнозойская.

Раннеархейская (алданская) минерагеническая эпоха. Ведущими петрогенетическими процессами эпохи выступали метаморфизм и ультраметаморфизм, вещественные производные которых представлены метаморфитами гранулитовой фации, ультраметаморфическими гранитоидами и высокотемпературными кремнещелочными и магнезиально-железо-кальциевыми метасоматитами. Промышленная металлоносность образований становия имеет ограниченные масштабы. В данную эпоху сформировались незначительные концентрации железа в железистых кварцитах и графита в метаморфических комплексах Иенгрского и Чаро-Олёкминского районов. В них же установлены повышенные содержания радиоактивных элементов (урана, тория) в высокотемпературных кремнещелочных (кварц-плагиоклаз-ортоклазовых) и магнезиально-железо-кальциевых метасоматитах.

Позднеархейская (сахабрийская) минерагеническая эпоха. Геологические образования эпохи наиболее широко развиты в пределах Чаро-Олёкминского и Иенгрского районов. В течение эпохи, так же как и в раннем архее, широко проявились процессы ультраметаморфизма и регионального метаморфизма, способствовавшие перераспределению и концентрированию в благоприятных геологоструктурных обстановках рудогенных элементов. В рамках этой эпохи в пределах Чаро-Олёкминского района началось становление своеобразных структур – трогов, сложенных вулканитами основного состава, метаморфизованными, как правило, в условиях амфиболитовой фации. В пределах данных структур сформировались железорудные комплексы джеспилитовой формации, фосфорно-железо-титановых руд в массивах базитов габбро-анортозитовой формации, редких земель и редких металлов (бериллия, лития,

тантала, ниобия), мусковита в гранитах, пегматитах и кварц-полевошпатовых метасоматитах.

Раннепротерозойская минерагеническая эпоха. Во временных рамках данной эпохи продолжалось формирование и развитие троговых структур, многочисленных разноранговых разрывных нарушений диагональной и ортогональной ориентировок, сложенных динамометаморфическими образованиями – милонитами, катаклазитами, их бластовыми разностями. Получили широкое развитие магматические процессы, приведшие к формированию многочисленных массивов интрузивных пород кислого состава и генетически связанных с ними широкий спектр гидротермально-метасоматических образований.

Раннепротерозойская эпоха характеризуется образованием рудных объектов меди, хрома в медистых песчаниках Олдонгсинской и Угуйской грабен-синклиналей (бытыгырская, салаткинская и чаруодинская серии), а также горного хрусталя в связи со становлением неричинского и каменковского магматических комплексов. В это время формировались также проявления золотой и платиновой минерализации в связи с куранахским трахидолеритовым комплексом магматических пород, и проявления минерализации апатита, редких и редкоземельных элементов, мусковита, урана. В черносланцевых метаосадках олдонгсинской свиты одноименной структуры выявлены рудные объекты урана, золота, молибдена и серебра.

Рифейская минерагеническая эпоха. Началу рифейского осадконакопления предшествовал этап эпиконтинентального развития с длительным выветриванием и формированием кор выветривания. На территории соседних листов (О-50 и О-52) вблизи указанных кор выветривания установлены проявления урановой минерализации.

В терригенно-карбонатных отложениях сеньской и торгинской свит среднего рифея на территории листа О-50 установлены проявления полиметаллической минерализации и фосфоритов.

Венд-кембрийская минерагеническая эпоха. Господствовал типично платформенный режим развития региона с накоплением карбонатных, терригенно-карбонатных отложений. В рамках эпохи были сформированы объекты цементного сырья.

Мезозойская минерагеническая эпоха. Наиболее значимая для региона и обусловлена процессами тектоно-магматической активизации. В ее временных рамках в связи с процессами осадконакопления известны крупнейшие месторождения каменных углей, а в ходе магматических, включая гидротермально-метасоматические, процессов были сформированы крупные по запасам месторождения золота и урана. Из нерудного сырья следует упомянуть проявления асбеста и единичные находки алмазов и минералов-спутников.

Кайнозойская минерагеническая эпоха характеризуется формированием аллювиальных россыпных месторождений золота, платины.

Среди ведущих и приоритетных видов полезных ископаемых территории, формирующих основу минерально-сырьевой базы региона, рассматриваются золото, платина, железо, каменный уголь.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Для районирования территории листа авторами принята версия, отраженная на Минерагенической карте России (2006 г.) и нашедшая свое подтверждение в Алдано-Забайкальской серийной легенде. Необходимые изменения и дополнения согласованы с Главным редактором Легенды Алдано-Забайкальской серии листов Г. Л. Митрофановым.

Территория листа расположена в пределах Восточно-Сибирской и Алдано-Становой минерагенических провинций.

Восточно-Сибирская минерагеническая провинция совпадает с областью развития плитного комплекса Сибирской платформы (рифей–кайнозой). В пределах площади листа плитные стратифицированные образования представлены четырьмя ярусами: рифейским, венд-кембрийским, юрско-меловым и кайнозойским. Рифейский ярус представлен маломощными карбонатно-терригенными отложениями и не является продуктивным. Венд-кембрийский ярус сложен преимущественно карбонатными толщами и является рудомещающим для золотого оруденения. Юрско-меловой ярус вблизи контакта с Алданским щитом представлен малыми интрузиями щелочных пород, с которыми парагенетически связано золотое оруденение и, возможно, алмазность. Кайнозойский ярус представлен корами выветривания и терригенными нелитифицированными осадками с россыпями золота.

Алдано-Становая минерагеническая провинция сложена в основном гранитизированными метаморфитами раннего докембрия. На юге площади листа архейской структуры осложнены Южно-Якутской системой прогибов, выполненных угленосными терригенными отложениями юры–мела. В восточной и южной частях территории архейский фундамент прорван соответственно щелочными и кислыми мезозойскими интрузиями. Минерагенический облик Алдано-Становой минерагенической провинции определяется крупными и уникальными месторождениями. В архей-раннепротерозойскую эпоху – это месторождения железа (Таежное, Десовское и др.), флогопита (Керакское и др.), апатита (Селигдарское, Укдусское), горного хрусталя (Перекатное, Курумканское и др.). В юрско-меловую эпоху сформировались месторождения угля Южно-Якутского бассейна (Чульмаканское, Кабактинское и др.), золота (Боковое, Якокутское, Самолазовское и др.), хромдиоксида и платины (Инаглинское), урана (Эльконское). В кайнозойское время сформировались многочисленные россыпи золота, единичные – редких земель, платины и циркония.

Для всех выделенных рудных районов и узлов произведена общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений (прил. 2), подсчитаны прогнозные ресурсы на площади листа по отдельным видам полезных ископаемых (прил. 3).

ВОСТОЧНО-СИБИРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

ЛЕНО-АЛДАНСКАЯ СУБПРОВИНЦИЯ

Берёзовская медно-гипсо-соленосная минерагеническая область (1 hl,g(Cu)/V–O₁)

Данная область на территории листа занимает крайне незначительную площадь. Накопление серы в ней связано с разрушением первичных сульфатов юдомской серии. Редкие пласты медистых сланцев представлены на территории листа О-50 и приурочены к карбонатной формации нижнего ордовика.

Амгинская алмазо-золоторудная минерагеническая зона (2 Au,di/J₃–K₁,N,Q)

Данная минерагеническая зона является россыпной, потенциально рудоносной. Контролируется юрско-меловым алданским монцонит-сиенитовым комплексом, который грубо совпадает с Чомполинским кимберлитовым полем потенциально алмазонасным. Проведенные здесь в последние годы поисковые работы выявили крайне низкую вероятность алмазонасности территории. В центральной части зоны размещается слабоэродированная магматоглыбовая структура. Приуроченные к ней многочисленные мелкие проявления рудного золота являются полигенетическими и характеризуются повышенным содержанием серебра, невысокими содержаниями золота и в отдельных случаях сопровождаются платиноносными геохимическими ореолами. Имеются находки молибденоносных золото-урановых гумбеитов и минерализованных сульфидных зон с аномальным содержанием кобальта, меди, цинка, редких земель, а также кобальтосодержащих железняков юрской коры выветривания. Крупное проявление флюорита представлено метасоматической послонной залежью в доломитах.

Верхнеамгинский потенциальный золоторудный район (2.1 Au) расположен в северо-западной части Алдано-Станового щита, на площади развития мезозойских силлов, штоков, лакколитов и даек эгирин-авгитовых, роговообманково-пироксеновых, роговообманковых сиенитов, сиенит-порфиоров, биотит-авгитовых-сиенитов, пуласкитов. На площади ПРР метаморфогенно-магматогенные образования архея перекрыты платформенными отложениями терригенно-карбонатного чехла венда и нижнего кембрия. Континентальные отложения юры, перекрывающие венд-кембрийский комплекс с несогласием, сложены песчаниками, алевролитами и конгломератами, реликты которых сохранились на высоких водоразделах. Кристаллические породы щита выходят на дневную поверхность только на западе ПРР в эрозионном срезе р. Амга.

На территории Верхнеамгинского потенциального рудного района широко распространены проявления золота, аналогичные оруденению куранахского и лебединского типов Центрально-Алданского района. Оруденение куранахского типа локализуется на контакте нижнекембрийских и юрских отложений, развитых на юге и на востоке ПРР. На Верхнеоларбахском проявлении куранахского типа в подошве юрских песчаников развиты площадное оквар-

цевание, сульфидизация, гематитизация, кальцитизация и присутствует до 2,9 г/т золота и 1,4 г/т серебра в брекчированных песчаниках базального слоя юры. Ниже по разрезу в доломитах кембрия выделены золоторудные проявления джаспероидной формации с содержанием золота от 3,5 до 4,6 г/т. Джаспероидные образования с золотом установлены также по руч. Онхой, где кавернозные окварцованные доломиты венда содержат золота 0,4 г/т, а доломиты с оолитами гематита на контакте с юрой – 3,5 г/т золота. В междуречье ручьев Кедерги–Олорбох-1 содержание золота – 1,4 г/т. В верховьях руч. Орто-Сасыл-Сиебит в измененных известняках содержание золота – 1,1 г/т.

Оруденение, предположительно, сопоставимое с Лебединским РУ Центрального Алдана, локализуется в низах венд-кембрийского чехла, непосредственно вблизи мезозойских силлов, штоков, лакколитов и даек. Золото-кварц-сульфидное тело вскрыто в плотике россыпи золота в долине руч. Горелый, в приконтактной зоне известково-щелочных лампрофиров и доломитов венда. Руды окисленные, мощность залежи – 1,5 м, содержание золота в бороздовых пробах – 3,5–15,6 г/т. Многочисленные тела аргиллизированных кварц-лимонитовых метасоматитов (залежи мощностью 0,4–1,5 м и жилы) обнаружены в плотиках отработанных россыпью ручьев Шайтан и Таяхта, среди битуминозных, мергелистых доломитов венда вблизи контакта с сиенитовыми интрузиями. Весьма распространены на площади золотоносные скарны. На Шайтанском проявлении магнетитовый скарн с гнездами и прожилками кварц-гематитовой руды содержит от 0,2–0,7 до 4,8 г/т золота. Здесь же минерализация золота установлена в роговообманковых кварцсодержащих порфирах – 1–2 г/т, эгириновых сиенит-порфирах – 2–5 г/т. В плотике россыпи руч. Шайтан из гнезда магнетитового скарна с кварц-пиритовой минерализацией штучные пробы показали 3–15 г/т золота. Пирит-магнетитовые скарны на контакте сиенит-порфинов с доломитом в верховьях руч. Хатын содержат до 10 г/т золота. Вблизи Шайтанского рудопроявления в карбонатных породах венда опробованы глинистые отложения, представляющие собой продукты интенсивного выветривания первичных рудных тел и вмещающих пород. Содержание золота по пробирному анализу – 0,3–2,5 г/т. Золотоносные отложения залегают в кулисообразно расположенных линзовидных телах общей мощностью более 6 м. Зона глинистых отложений с золотом прослежена в северо-западном направлении на 200 м.

В пределах Верхнеамгинской золотоносной площади коренная золотоносность лебединского типа пространственно совмещена с россыпной. Соответственно наличие россыпей, особенности их размещения и характер распределения золота следует учитывать как поисковые признаки и критерии при определении общих перспектив коренной золотоносности. Наиболее крупные россыпи золота размещаются в районе горы Шайтан в долинах небольших водотоков, дренирующих Шайтанское и Гореловское проявления золота. Все россыпи делювиально-элювиальные, ближнего сноса. В результате работ по составлению ГТК-1000/3 ресурсы Верхнеамгинского потенциального золоторудного района оценены в 200 т золота по категории Р₃ (прил. 4, б).

АЛДАНО-СТАНОВАЯ ПРОВИНЦИЯ

АЛДАНСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СУБПРОВИНЦИЯ

Занимает центральную часть территории листа и граничит со Становой минерагенической субпровинцией на юге и Лено-Алданской минерагенической субпровинцией Восточно-Сибирской провинции в северной части площади листа. Она отличается широчайшим спектром полезных ископаемых полиформационных и полихронных, многие месторождения которых имеют федеральное значение. На территории субпровинции широко распространены породы архейского, раннепротерозойского, фанерозойского срезов.

По данным ГК-1000/3, в пределах изученной части субпровинции (лист О-51) выделены 36 минерагенических таксонов в ранге минерагенической области (1), минерагенических зон (6), угленосных бассейнов (1), рудных районов и рудоносных зон (14), угольных районов (1) и рудных узлов (13).

Чаро-Олёкминская золото-редкометалльно-железородная минерагеническая область (3 Fe,R,Au/AR₂-PR₁)

Тас-Миэлинская мусковит-урано-железоносная зона (3.1 Fe(U,mu) контролируется позднеархейским железоносным вулканическим поясом и разломами в его ближайшем обрамлении. Сложный мрамор-амфибол-сланцевый формационный комплекс впадины содержит непродуктивный тип железистых кварцитов (сырылырский тип), а также слабоизученные слои золотоносных черных сланцев, апатитоносных и марганценосных пород. К первично минерализованным относятся также метаморфизованные ультраосновные и основные интрузии с аномальными содержаниями кобальта, никеля, платины.

С эпиметаморфическими гидротермально-метасоматическими процессами связаны золотоносные тела. Это обычно зоны сульфидизации (в том числе по метавулканитам), сульфидно-кварцевые жилы, жильно-прожилковые зоны кварцево-сульфидные и полевошпат-сульфидно-кварцевые (иногда березитизированные), а также кварцево-хрустальные (с серебром). Спорное возрастное положение занимают золотоносные жилы с халцедоновидным кварцем.

С метаморфическим ореолом вокруг пояса связано образование пегматов. У западного края зоны обнаружены отдельные проявления литий-цезиевых пегматов редкометалльной формации, в то время как вдоль всего восточного борта впадины прослеживается Темулякитский пояс зонального строения. В северной, наиболее денудированной части пояса наблюдаются жильные поля мусковит-пегматитовой формации, сменяющиеся к югу мелкими жильными полями и разрозненными жилами мусковит-редкометалльной пегматитовой формации. В последних наблюдаются преимущественно два геохимических типа: тантало-ниобиевый и редкоземельно-редкометалльный, имеются находки цезиеносных разностей. В поле редкометалльных пегматов выделяются и более поздние гидротермально-метасоматические тела с молибденитом и другими сульфидами, редко молибденитоносные пегматиты.

Из слабоизученных проявлений вне рассмотренных зон этой области заслуживают внимания следующие: апатитоносные гнейсы олёкминской серии, апатитоносные метагабброиды, метаморфизованные ультраосновные и основные соскладчатые интрузии амнуннактинского комплекса с аномалиями кобальта, хрома, никеля, редко платины, а также ильменит-цирконовые россыпи бассейна Крестяха и долины Олёкмы.

Диалгунда-Нелюкинская железоносная зона (3.2 Fe) контролируется кварцит-амфибол-сланцевым формационным комплексом, приуроченным к борсалинскому железоносному вулканическому поясу и содержит крупные концентрации железистых кварцитов (тарынахский продуктивный тип), приуроченных к уровню смены типа вулканизма с ультраосновного—основного на кислый, причем сокращение интенсивности первого приводит к сокращению общей железонасыщенности. Среди однозначного преобладания окисных типов железистых кварцитов только в Тарынахском районе появляются железо-марганцевые разновидности. Такие типы оруденения как сульфидный, карбонатный и золотоносный обнаружены лишь в эпизодических случаях, но заслуживают обстоятельного доизучения. Закономерности размещения участков вторичного обогащения изучены недостаточно и иногда связаны с тектоническим выдавливанием рудной массы выщелоченных кварцитов. По всей зоне есть ортосланцы никель-, и кобальтоносные, а также золотоносные диафториты по метагипербазитам, оценка которых заслуживает пристального внимания.

Атбастах-Торгойская редкометалльно-золото-урановорудная минерагеническая зона (4 U,Au,R/J₃–K₁)

Зона на территорию листа заходит лишь восточным краем без рудных объектов, занимая площадь менее 20 км². Основная же ее часть располагается на листе О-50, в объяснительной записке к которому и дается ее подробная характеристика [23].

Верхнетоккинская урано-золоторудная минерагеническая зона (5 Au,U/PR₁, J₃–K₁)

Зона контролируется штоково-дайковым полем пород граносиенитовой формации мурунского комплекса, а также зонами дробления и метасоматоза, как в кристаллическом цоколе, так и в базальных слоях нижнепротерозойских отложений. Здесь известны многочисленные мелкие проявления уран-редкоземельных фенитов, золото-урановых гумбеитов и жил золото-сульфидно-кварцевой формации, а иногда и морион-сульфидных (золото-, и молибденоносных). В пространственном распределении золота наблюдается строгая закономерность. Большая часть проявлений и ореолов рассеяния золота приурочены к катаклазированным и милонитизированным породам, подвергшимся низкотемпературной гидротермально-метасоматической проработке, выразившейся в адуляризации, окварцевании и гематитизации. В меньшей степени по исходным динамометаморфическим породам отмечены новообразования хлорита и серицита. Окварцевание проявляется как в

сплошном пропитывании исходной породы, так и в формировании разветвленной системы мелких прожилков и жил, часто сопровождающихся пластинчатым гематитом и, изредка, тонкой вкрапленностью пирита.

Привнос золота происходил в процессе гидротермально-метасоматических преобразований исходных динамометаморфических пород, при становлении гумбеитов.

Угуйский медно-урано-золоторудный район (5.1 Au,U,Cu) соответствует одноименной грабен-синклинали. Протохатакратон сложен красноцветными, пестроцветными терригенными породами раннепротерозойского возраста, сформировавшимися в три этапа осадконакопления. В его разрезе содержатся слои интенсивно гумбеитизированных ураноносных песчаников кебектинской серии, характеризующиеся повышенной золотоносностью и урановыми аномалиями в узлах пересечения ортогональной системы разломов. Медистые песчаники приурочены к двум выдержанным горизонтам – в средней части второй циклотемы, и в средней и верхней частях третьей молассоидной циклотемы.

Кругоудоканская редкоземельно-редкометалльная минерагеническая зона (6 R,TR/PR₁)

Оруденение в пределах минерагенической зоны связано с приразломными, реже ареальными и внутриинтрузивными гидротермально-метасоматическими образованиями, размещение которых контролируется почти регулярной системой субмеридиональных разломов.

Хани-Эвонокитский апатит-редкоземельно-редкометалльный рудный район (6.1 R,TR,ap), занимающий северо-восточную часть зоны на месте поперечного поднятия притоавлакогена. Здесь известны месторождения ванадиево-железородные, представленные лютогенитами в зоне двукратной переработки раннепротерозойских ильменит-гематитовых кварцитов (древних кор выветривания), а также месторождение апатита, представленное легкообогатимыми стронциеносными рудами апатитовой в метагабброидах формации (Th/U = 4–5). Месторождение приурочено к поясу малых интрузий апатитоносной метагаббровой формации верхнего архея, телескопированных нижнепротерозойскими метасоматитами долгоживущего Хани-Эвонокитского разлома. Этот же разлом трассируется жилами мусковитовых пегматитов, нигде не образующих жильных полей.

В районе повсеместно широко развиты редкоземельно-редкометалльные метасоматиты, приуроченные к региональным разломам (Хани-Эвонокитскому и Камкандинскому). Первый из них контролирует немногочисленные жилы и ареалы пегматитов, реже кварцитов и щелочных метасоматитов (ниобий, бериллий, редкие земли). Второй состоит из системы параллельных разрывов, большая часть которых приурочена к полю развития верхнеархейских гранитов. Те разломы, которые выходят за их пределы, контролируются кварцево-высокоглиноземистыми метасоматитами (церий, бериллий, ниобий, уран). Во всех остальных метасоматиты более разнообразны. Это редкометалльные пегматиты (иттриево-танталовые микролитовые и ортит-монацит-цирконовые), а также фельдшпатолиты и микроклиниты (редкоземельно-

ниобиевые), пропилиты (ниобиевые), квальмиты (в том числе флюоритоносные с ниобием, танталом, молибденом, цирконием и цериевыми землями), альбититы (цирконий, ниобий, церий, иттрий), а также апатит-флюорит-карбонатные породы. Распределение редких земель на территории зональное. Если в северной части их совокупность соответствует цериевому эквиваленту, то на юге – празеодимовому с дополнительным появлением литий-бериллиевых ареалов.

Олёкмо-Тимптонская торий-урано-фосфатоносная минерагеническая зона (7 P,U(Th)/AR₂, J₃-K₁)

Зона располагается в фундаменте Южно-Якутского угленосного бассейна, где отмечена малыми интрузиями апатитоносных ортосланцев и ортогнейсов верхнего архея, а также уран-редкоземельно-редкометалльными метасоматитами мезозоя. Телескопирование указанных комплексов и ареальный метасоматоз низов юрского разреза привели к пятнисто-очаговому распределению трех типов оруденения.

Первый из них представлен цеолититовой формацией в жилах и брекчиях, а конкретно – двумя ее минеральными видами: фторапатит-бетоуранофан-уранитиловым и урано-фторапатитовым.

Второй тип является полигенным в связи с наложением апатитоносных кор выветривания и апатит-франколитовых брекчий, которые испытали последующий метасоматоз, на зоны проявления древних апатитоносных метасоматитов.

Третий, гумбеитовый тип в базальных песчаниковых слоях нижней юры является фторапатит-гояцит-настурановым (иногда стронциеносным) и тяготеет к следующим участкам угленосного бассейна: Усмунскому, Кабактанскому и Хатыминскому.

Южно-Якутский угольный бассейн (8 УК/J₁-K₁)

Бассейн охватывает многочисленные и разноразмерные выходы юрско-нижнемеловых континентальных отложений. Месторождения высококачественных углей размещаются в соответствии с циклической ритмичностью угленосного формационного комплекса и содержат на большей части территории пласты с горизонтальным залеганием. Крутонаклонные пласты наблюдаются лишь в юго-восточной части территории. Нижнеюрские отложения не содержат промышленных пластов угля, в более молодых отложениях угленосность быстро и последовательно возрастает и достигает своего максимума среди верхнеюрских отложений, что совпадает с постепенной экспансией осадконакопления в широтном направлении и одновременным сокращением площадей углеобразования в меридиональном направлении, благодаря чему общая нижнемеловая угленосность резко падает. Максимальная угленасыщенность приурочена к областям длительного и стационарного компенсированного прогибания. Качество углей контролируется пространственными особенностями размещения зон метаморфизма. На территории листа целиком

размещается **Чульманско-Нерюнгринский угольный район (8.1 УК)** (см. гл. «Полезные ископаемые»).

Витимо-Нюкжинская редкоземельно-титано-железородная минерагеническая зона (9 Fe, Ti, TR/AR₂-PR₁)

Зона контролируется двумя типами архейских магматических пород. Это главным образом мангерит-анортозитовая формация крупных плутонов, в нижней расслоенной части которых располагаются сингенетические и эпигенетические руды титаномагнетит-ильменитовые ванадиеносные, которые крайне редко сопровождаются повышенным содержанием апатита. Более молодые мангериты содержат повышенное количество теллура, а поздние пегматиты несут цериевую минерализацию.

В этой зоне заслуживают внимания крупные проявления графита молибдено-редкоземельно-графитового типа, приуроченные к кварцево-полевошпатовым слюдястым метасоматитам зон разломов. В восточной части зоны, за пределами крупных плутонов прослеживаются цепочки мелких и средних плутонов, позднескладчатых, слабодифференцированных. Часть из них относится к пироксенит-габбровой формации, а часть – к монцитит-габбровой. Они содержат пластово-вкрапленные и рассеянно-вкрапленные скопления апатита, при воздействии на которые более поздних процессов фельдшпатизации возникают прожилковые зоны с повышенными концентрациями апатита.

Не менее интересны циркононосные россыпи и особенно редкоземельные (ортитоносные) и уран-редкоземельные метасоматиты, приуроченные к северо-восточным флангам этой зоны. Последние представлены флюоритоносными кварцево-полевошпатовыми и щелочно-кварцево-полевошпатовыми разновидностями с иттриевой, цериево-иттриевой и золото-циркониевой минерализацией. Слабоизученными остаются проявления метаморфизованных кварцевых жил, в том числе в диафоритах.

Калаканский графито-железородный район (9.1 Fe, gp) выполнен двумя формациями позднего архея. С кварцит-амфибол-сланцевой формацией связаны месторождения железистых кварцитов, а со слюдяно-сланцевой формацией – проявления графита, а иногда и апатита в послескладчатых метагабброидах.

Каларский редкоземельно-apatит-титановородный район (9.2 Ti, ap, TR) контролируется образованиями мангерит-анортозитовой формации крупных плутонов (олёкмо-каларский и ускельский комплексы), в нижней расслоенной части которых располагаются сингенетические и эпигенетические руды титаномагнетит-ильменитовые ванадиеносные, которые крайне редко сопровождаются повышенным содержанием апатита. Более молодые мангериты содержат повышенное количество теллура, а поздние пегматиты несут цериевую минерализацию.

Отдельного внимания заслуживают крупные проявления графита молибдено-редкоземельно-графитового типа, приуроченные к кварцево-полевошпатовым слюдястым метасоматитам зон разломов.

Сеймо-Куранахский редкоземельно-апатит-титановорудный узел (9.0.1 Ti,ap,TR) контролируется крупным анортозитовым плутоном, олёкмокаларского комплекса и по своей минералогической нагрузке подобен Каларскому РР.

Севериканская корундо-мусковит-золоторудная минерагеническая зона (10 Au,mu,cor/AR₂, PR₁, J₃-K₁, P-N, Q)

Минерагеническая зона является россыпной, потенциально рудной. Это – сложная зона разломов с разновозрастным и разнотипным орудением и собственно к этой зоне отнесены преимущественно унаследованные ассоциации, в которых ведущее значение имеют мезозойские рудоносные, в то время как кайнозойские россыпи вмещают промышленный тип золотых месторождений. Рудоконтролирующими являются мелкие плутоны монцитит-гранодиоритовой формации (мукундинский и карабуранский комплексы) и гораздо более многочисленные разломно-гидротермальные поля с многочисленными жилами, жильными полями, редко штокверками золото-кварцевой формации, не представляющие собой сейчас, по экономическим причинам, рентабельные объекты.

В северных районах зоны, где эрозия была незначительной, имеются урановорудные проявления эйситовой формации (настуран-уранинитовый минеральный вид) среди приразломных брекчий. Поисковым признаком для орудения этого типа являются дайки кварцевых сиенитов.

Верхнечульманский мусковитовоносный узел (10.0.1 mu) приурочен к толще гнейсов и кристаллических сланцев холодниканской свиты нижнего архея прорванных многочисленными жилами пегматитов. Жилы мусковитовых пегматитов встречаются как единичные, так и образующие небольшие поля.

Хребтовый мусковитовоносный узел (10.0.2 mu) имеет строение, аналогичное Верхнечульманскому РУ.

Чайнытский кианито-корундоносный узел (10.0.3 cor,ky) содержит месторождения и проявления корунда, представляющие собой линзообразные рудные тела десилифицированных хромшпинелидовых пироксенит-плагиоклазитов, залегающих среди диафторированных основных кристаллосланцев зверевской серии нижнего архея.

По совокупности признаков в зоне выделяется **Иенгро-Тимптонский потенциальный золоторудный узел (10.0.4 Au)**. В результате проведенных работ в нем локализованы три участка развития золоторудного орудения (прил. 5), отличающихся по характеру развития диафторитов и интрузивных тел мезозойского возраста.

Тимптонский участок Иенгро-Тимптонского потенциального золоторудного узла выделен по площади развития мезозойских гранитоидов в центральной части Верхне-тимптонской тектоно-магматической зоны, представляющей протяженную региональную зону смятия, катаклаза и рассланцевания субширотного и северо-западного простирания шириной 5–8 км и длиной более 20 км. В пределах зоны породы докембрия метаморфизованы и диафторированы в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации. Общая зона

смятия и диафтореза дополнительно осложнена молодыми локальными линейными зонами рассланцевания шириной до 500 м и длиной до 1000 м. Во вторичных зонах рассланцевания картируются субсогласные дайки и малые интрузии гранодиорит-порфиров порзднеюрско-раннемелового возраста. Зоны рассланцевания совпадают с узколинейными отрицательными магнитными аномалиями, в разной степени дешифрируются на АФС и фиксируются линейными геохимическими ореолами золота, молибдена, свинца, меди, серебра. В пределах зон рассланцевания установлены многочисленные делювиально-элювиальные свалы кварцевой и кварц-сульфидной минерализации, выявлены проявления коренного золота Костромское, Колбочи, Сорокинское, Муравьевское, Скобельцинское, Гнейсовое и др. В водотоках, дренирующих зоны рассланцевания, известны россыпи золота, в настоящее время отработанные.

В ходе ППР, проведенных в 2005–2007 гг., канавами неоднократно вскрывались зоны вторичного рассланцевания, при этом выявлены жильные и прожилковые зоны окварцевания, серицитизации, лимонитизации, пиритизации. Вскрыто и прослежено канавами и мелкими скважинами золоторудное проявление Пиритовое, с размахом оруденения не менее 200 м на протяжении 2,2 км, крутым падением крыльев складок (35–60°, в среднем 50°). Минерализация локализована в карбонат-хлорит-серицит-кварц-альбитовых метасоматитах с прожилками, линзами и жилами мощностью 0,5–5,0 м кварца с карбонатом, серицитом и сульфидами (1–5%), представленными в основном пиритом, реже халькопиритом, молибденитом, галенитом. Содержание золота в штучных пробах из метасоматитов и сульфидно-кварцевых жил – от 0,1 до 10,8 г/т. Золото мелкое (<0,2 мм), с пробностью 910–940; распределено в пределах рудных зон неравномерно; сосредоточено преимущественно в сульфидах. Среднее содержание золота в центральной, наиболее изученной части рудного проявления, составляет от 1,4 до 3,33 г/т.

В пределах Тимптонского участка Иенгра-Тимптонского золоторудного узла проведенными работами доказано наличие нескольких подобных Пиритовому проявлений перспективных минерализованных участков (с проявлениями Колбочи, Русловое, Гнейсовое и др.). Прямые и косвенные признаки оруденения – это наличие пунктов минерализации в коренных породах, широкое развитие мелких интрузивных тел мезозойского возраста на площади данного участка, вторичные и первичные геохимические ореолы золота. Уточнение структурных позиций и границ распространения рудной минерализации показывают, что имеются большие перспективы наращивания сырьевого потенциала по простирацию рудной зоны восточнее руч. Скобельцинский. Площадь Тимптонского участка Иенгра-Тимптонского потенциального рудного узла 260 км².

Холодникан-Иенгрский участок Иенгра-Тимптонского потенциального рудного узла протягивается в северо-восточном направлении поперечно к полосе бластомилонитов Северо-Станового краевого шва, согласуясь с северо-восточным и северным контактом Неричинского плутона гранитов. Для геологического строения участка характерно широкое развитие основных амфибол-двупироксеновых кристаллосланцев с прослоями амфиболитов в переслаивании с биотит-гранатовыми, графитсодержащими гнейсами, квар-

цитогнейсами, магнетитовыми кварцитами в составе холодниканской и джелиндинской свит зверевской серии раннего архея.

Раннеархейские гнейсы и кристаллосланцы вмещают тела позднеархейских субщелочных гранитов, гранит-мигматитов, базит-ультрабазитов (метабазитов, метапироксенитов, метаперидотитов). Расслоенные интрузии представлены дифференциатами от плагиоклазитов до габбропироксенитов и перидотитов и по своему составу близки к Бурпалинскому массиву. Для массива характерны габбро с сильно железистым клинопироксеном. На породы массива наложены окварцевание, хлоритизация, амфиболизация и сульфидизация. Сульфиды составляют 1–15 % и представлены пиритом, халькопиритом, пирротинном, пентландитом. В структурном отношении участок находится в северо-восточной части холодниканского зеленокаменного пояса, в узле пересечения северо-восточного Суннагино-Ларбинской региональной зоны разломов и северо-западных разрывных нарушений Иенгра-Чайныкской зоны надвига северо-восточного и субмеридионального простирания с катаклазом, брекчированием пород с наложенным пирит-карбонат-кварцевым метасоматозом. Разрывные нарушения представляют собой, предположительно, сбросо-сдвиги и часто вмещают дайки и малые тела сиенит-порфириров, гранодиорит-порфириров, гранит-порфириров мелового возраста. В структуре участка различаются блоки с разным простиранием и падением диафторитов, секущие тела метабазитов, субширотные зоны вторичных тектонических сланцев, многочисленные малые интрузии монцодиоритов, кварцевых порфириров и других пород раннего мела.

В ходе ППР 2007 г. поисково-картирочными скважинами были вскрыты пологоскладчатые гнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты джелиндинской свиты архея, в различной степени диафторированные и прорванные дайками гранит-порфириров, диорит-порфириров и сиенит-порфириров мезозойского возраста. Дайки сопровождаются окварцеванием, сульфидизацией, карбонатизацией вмещающих диафторитов, а также зонами прожилкования, кварцевыми жилами, согласно-последовательными и секущими телами метасоматитов (березитов-лиственитов) мощностью от 1–2 до 20–40 м и шириной до 100 м с низкими содержаниями золота в штучных пробах 0,1–0,3 г/т. Скважинами подсечены интервалы прожилково-вкрапленной и гнездовой пирит-кварцевой минерализации с содержанием золота до 0,2 г/т, но повышенным содержанием меди, свинца (до 0,3 %), серебра (до 3 г/т) и вольфрама (до 0,2 %); вскрыта крутопадающая толща гнейсов, кварцитогнейсов и биотитовых кварцитов холодниканской свиты архея, вмещающая интрузии габбро и габбро-пироксенитов, а также дайки диабазов, габбро-диорит-порфириров. Широко развиты зоны дробления и катаклаза, сопровождаемые мощными процессами окварцевания и сульфидизации. Керновые и штучные пробы, отобранные в зонах минерализации (150 проб) показали содержание золота <0,04 г/т. Спектральный анализ показал содержание платины и палладия до 0,06 г/т, а также повышенные содержания (%) меди (до 0,1), свинца (0,15), вольфрама (0,2), молибдена (0,05), мышьяка (0,015–0,15). В пределах рудного узла выявлено более 10 золоторудных проявлений, для которых установлена четкая пространственная и структурная связь с протяженной зоной мелового интрузивного и субвулканического магматизма и отдельными штоками и сериями даек диоритов,

монцонитов, кварцевых порфиров, дацитов, андезитов, порфиритов. Минерализованные зоны занимают секущее положение относительно простирания диафторитов. Размер Холодникан-Иенгрского ареала составляет 164 км².

Сыгынахский участок Иенгра-Тимптонского потенциально золоторудного узла располагается в районе пересечения Верхнетимптонской тектономагматической зоны регионального смятия, катаклаза и рассланцевания с субширотной полосой бластомилонитов Северо-Станового краевого шва, на площади развития диафторитов протерозоя(?), соединяющих северный фланг Тимптонского и юго-восточный фланг Холодникан-Иенгрского ареалов золотоносности. Западная и центральная части Сыгынахского участка сложены породами сыгынахской и муравьевской свит раннего архея. В юго-западной части участка располагаются гранитоиды Неричинского массива архей-протерозойского возраста, которые в свою очередь прорваны дайками и мелкими штоками позднеюрско-раннемеловых гранодиорит-порфиров. Штоки гранитов изометричной формы (апофизы основного Неричинского массива) размером до 1 × 3 км, прорывающие метаморфические породы, широко распространены на площади участка, особенно в его восточной части. Дайки и штоки мезозойского возраста прорывают как гранитоиды, так и отложения муравьевской и сыгынахской свит по всей площади.

Значительное место в геологическом строении занимают архейские интрузии базит-ультрабазитового состава, из которых наиболее крупным является расслоенный Черниговский массив размером 1,5 × 4,0 км. Мелкие изометричные штоки и дайкообразные тела базитов широко развиты на площади, где прорывают метаморфические породы архея. Диафториты развиты в западной и восточной частях ареала. В западной части они представлены узкой полосой северо-западного простирания, протягивающейся от Тимптонского ареала к Холодникан-Иенгрскому вдоль Неричинского массива гранитоидов архей-протерозойского возраста. В восточной части ареала на водоразделе ручьев Сыгынах и Дыгдылы развиты многочисленные разрывные нарушения, в основном представленные системами северо-западного и северо-восточного простирания. В северо-восточной части ареала, в районе устья Иенгры, происходит пересечение нарушений субширотного простирания и нарушений северо-западного, северо-восточного простирания, протягивающихся, предположительно, с северо-восточной фронты Тимптонского ареала. Для этого участка также характерно развитие субширотных зон смятия и рассланцевания с прожилковым окварцеванием и сульфидизацией.

В ходе ППР 2004 г. на участке в районе ручьев Ниэриччи и Амнуначи, на площади 40 км² проведены магнито- и электроразведочные работы и лито-геохимическое опробование. В результате выделен ряд высокоинтенсивных золотых аномалий с содержаниями 1 г/т и более (спектрозолотометрия). На водоразделе руч. Улахан–Ниэриччи и Амнуначи присутствуют многочисленные делювиальные свалы кварца в различной степени сульфидизированного, гематит-лимонит-кварцевых метасоматитов, а также пиритизированных флогопит-актинолит-хлоритовых скарнов. Пробирный анализ показал содержание золота в 0,1–0,2 г/т. В районе руч. Сыгынах в ходе поисковых работ были выявлены 15 пунктов минерализации рудного золота, зоны жильного и прожилкового окварцевания в метапородах муравьевской свиты и диафторитах

протерозойского возраста(?), а также широкая зона сульфидизации в породах муравьевской свиты по правому борту р. Иенгра. В устьях ручьев Аччыгый–Сыгынах, Вороновский, Шатровский в ходе литогеохимического опробования выделена группа аномалий с содержанием золота от 0,76 до 1,84 г/т.

Таким образом, в пределах Сыгынахского участка Иенгра-Тимптонского потенциального золоторудного узла в ходе ППР было установлено наличие проявлений рудного золота, жильных и прожилковых зон окварцевания и сульфидизации в среднем течении и верховьях руч. Сыгынах. Прямые и косвенные признаки оруденения, такие как наличие россыпей в долине р. Сыгынах и ручьев Вороновский и Шатровский, пунктов минерализации в коренных породах, зона сульфидизации по правому борту р. Иенгра, пересечение региональной субширотной зоны разломов с зонами северо-восточного и северо-западного простирания свидетельствует о высоких перспективах на коренное золото. Площадь Сыгынахского участка Иенгра-Тимптонского рудного узла составляет 250 км².

Прогнозные ресурсы на золото Иенгра-Тимптонского потенциального золоторудного узла, по оценкам авторов отчета, составляют 148 т.

РУДНЫЕ ОБЪЕКТЫ ВНЕ МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ ЗОН И РАЙОНОВ

Субгано-Килиерский титан-флогопит-кварцево-хрусталеносный район (0.1 q,phl,Ti/AR-PR₁)

Район сложен глубокометаморфизованными отложениями верхнеалданской серии с резко подчиненным количеством федоровских и субганских отложений.

Главным полезным ископаемым района являются проявления формации хрусталеносных кварцевых жил, но они приурочены к наиболее сильно эродированным блокам, с подчиненным количеством пьезосырья, поэтому их окончательная оценка потребует значительных дополнительных работ. Кроме того, с отложениями верхнеалданской серии связаны неоцененные проявления апатита, графита, андалузита и геохимические аномалии золота.

Более разнообразна наложенная верхнеархейско-нижнепротерозойская минерализация.

На западе района в субганском грабене редометалльно-редкоземельные проявления контролируются зонами щелочных метасоматитов, фенитами и пегматитами, в том числе амазонитовыми. Проявления молибденита приурочены к жилам пегматитов и только в верховьях р. Амедици – к магниезильным скарнам [22].

Апатитовые проявления представлены рассеянной вкрапленностью в метаортосланцах и особенно многочисленны на востоке района, где к тому же имеется единственная во всей области интрузия раннепротерозойских титаносных габброидов. Небольшие размеры последней исключают ее из числа потенциально перспективных титанорудных объектов, однако требуется ее доизучение на другие металлы [22].

Чомполо-Алданский флогопит-кварцево-хрусталеносный район (0.2 q(phl)/AR-PR₁)

В пределах района развиты кварцево-хрустальные месторождения, четко приуроченные к крупным антиклинориям, сложенным образованиями кварцитогнейсовой формации низов верхнеалданской серии. Месторождения горного хрусталя приурочены к системе наложенной трещиноватости и зон хрупких деформаций регрессивного этапа развития раннепротерозойских структур, который непосредственно замыкает последнюю мелкомасштабную вспышку гранитового магматизма, сопровождаемого локальной мусковитизацией, турмалинизацией и грейзенизацией. Структурный рисунок зон трещиноватости наследует предшествующий архейский деформационный план и поэтому различен в каждом из антиклинориев. Гидротермально-анатектиновая (латеральсекрционная) переработка древних кварцитов, дополнительно экранированных горизонтами алюмосиликатных пород (сланцев, гнейсов и пегматитов) в статической обстановке после жильной кристаллизации привела к образованию хрусталеносных полостей (иногда с морионом, воробьевитом), особенно в крупных штокверковых районах (Суонтитском и Курумканском). Полости являются автономными по отношению к структуре вмещающих жил, жильных зон и штокверков мономинерального кварца. Распределение минерализации подчиняется вертикальной зональности.

Верхненимнырский апатит-железорудный район (0.3 Fe(ap)/AR₂-PR₁)

В пределах района находятся крупные месторождения железа Десовское и Таёжное, образованные пластами и линзами значительной мощности магнетитосодержащих пироксен-амфибол-флогопитовых, форстерит-пироксен-серпентин-амфиболовых и других скарноидов, находящихся в толще переслаивания карбонатных и алюмосиликатных метаморфических пород федоровской серии. Руды магнетитовые и комплексные. Последние содержат в качестве примеси Cu, Zn, Co, В, Ag, Au. Промышленный интерес из примесей в настоящее время представляет только бор.

Основные металлогенические подразделения района представлены **Сиваглинским (0.3.3 Fe), Десовским (0.3.2 Fe) и Таёжнинским (0.3.1 Fe) железорудными узлами**. При этом рудная формация магнетитовых скарноидов представлена несколькими минеральными видами – магнетитовым для Десовского рудного узла, ортит-сульфидно-магнетитовым для Сиваглинского узла и сульфидно-ортит-бор-магнетитовым для Таежнинского узла.

Несмотря на эпиметаморфический тип руд в крупнейших месторождениях зоны (железо-бор-флогопит), чаще всего они контролируются синметаморфическими особенностями строения рудовмещающего формационного комплекса. Это выражается, с одной стороны, приуроченностью к высококарбонатным регрессивным частям ритмического разреза осадочно-вулканогенных образований, содержащих горизонты сульфато-, бор- и фосфатсодержащих пород, а с другой стороны – для железорудных месторождений юга связью с внутренними частями Федоровской впадины, содержащими повышенное количество силлов и мелких тел мафит-ультрамафитов.

Руды образовались в три или четыре последовательные стадии метасоматоза. Первая началась скарнообразованием в конце архея, сменившимся приразломным ретрометаморфизмом и метасоматизмом в начале протерозоя, и сопровождалась в конце протерозоя структурной перестройкой, массовой турмалинизацией (вплоть до образования турмалинитов) и зеленокаменным диафторезом с появлением редкоземельного эпидота. Для локализации значительных рудных концентраций благоприятным фактором служила многостадийная складчатость, сопровождаемая соскладчатыми сколами и будинажем.

На среднемезозойском этапе произошло интенсивное сульфидообразование, окварцевание, а также возникновение кварц-барит-гематитового месторождения в виде штокверка брекчий по железистым кварцитам. Конечным результатом явилось возникновение комплексных магнезиально-силикатных магнетитовых руд, главным образом мета-, орто- и гидросиликатных, в которых, помимо главных компонентов (железо, бор, кобальт, медь), могут быть утилизированы редкие земли, золото, платина, флогопит и сера.

Мезозойские проявления магматизма локализуются в Десовском рудном узле, с ними связаны знакопроявления молибдена в гидротермалитах пирит-кварцевого типа, которые локализуются по периферии рудного узла и приурочены к зонам разломов северо-западного или субширотного простирания. Молибденит совместно с настураном, кварцем и карбонатом слагает цемент брекчий или прожилки.

Особый вид представляют залежи сухаревидных кварц-апатит-полевошпатовых пород среди гнейсогранитов в северо-западной части Верхненимюрского района, где имеются месторождения вспомогательного сырья для черной металлургии.

Тимптонский графит-железорудный флогопитоносный район (0.4 phl(Fe,gp)/AR₂)

Район контролируется структурой Федоровской впадины, выполненной карбонатными и алюмосиликатными породами федоровской серии, метаморфизованными в условиях пограничных между гранулитовой и амфиболитовой фациями и подстилающими породами верхнеалданской серии метаморфизованными в условиях гранулитовой фации.

Основными полезными ископаемыми района являются флогопит и железо. Все железорудные и флогопитоносные объекты имеют ясный литологический контроль – они приурочены к горизонтам диопсидовых пород и кальцифириров федоровской серии, но формирование собственно железорудных и флогопитоносных тел произошло при магнезиально-щелочном метасоматозе, сопровождавшем гранитообразование. Метасоматиты по вещественному составу соответствуют магнезиальным скарнам и околоскарновым породам и содержат руды магнетитовой скарновой формации и формации флогопитоносных метасоматитов. Предполагается вертикальная зональность на скарноидных месторождениях с локализацией флогопитовых руд в верхних горизонтах, а магнетитовых – в нижних, с интервалом взаимоперекрывтия; при этом эмпирически установлено тяготение магнетитового оруденения к апо-

карбонатным метасоматитам, а флогопитовых – к апоалюмосиликатным. Большая часть магнетитовых руд образовалась раньше флогопитовых. В магнезиально-щелочных скарноидах по породам относительно насыщенной метабазиитами медведевской свиты локализована значительная часть железорудных месторождений площади. В распределении магнезиально-щелочных метасоматитов, содержащих железорудные и флогопитовые месторождения, наблюдается связь с диагональными разломами [144].

Месторождения и проявления графита образовались под воздействием ультраметагенного гранитообразования на первоначального органогенного углерода, верхних частей разреза нимырской свиты. В результате имеются две генерации графита: ранний метаморфогенный (высокотемпературный), имеющий стратиформное залегание, и поздний метасоматический (среднетемпературный), выполняющий зоны трещиноватости в разломах. Ремобилизованный углерод обогатил отдельные участки крупнокристаллическим графитом и сформировал наиболее богатые рудные залежи. Для образования месторождений необходимы, кроме высокого среднего содержания стратиформного графита, оптимально слабый ультраметаморфизм и высокая степень древней трещиноватости [144].

Центрально-Алданский урано-золоторудный район (0.5 Au, U/J₃–K₁, P–N, Q)

Район является наиболее крупным, хорошо изученным и экономически освоенным золоторудным районом Алданского щита. В геологии района сочетаются выходы архейского фундамента, венд-нижнекембрийского осадочного карбонатного чехла мощностью до 500 м, ранне-среднеюрских терригенных отложений мощностью до 200–250 м (в грабенообразных впадинах), а также разнообразных по составу интрузий и эффузивных образований мезозойского магматического комплекса. Разрывные нарушения региональных зон разломов северо-западного и северо-восточного простирания определяют мелкоблоковое строение мезозойских рудно-магматических узлов, сближенных в пределах общего ареала магматизма и оруденения всего района. В районе выделяются Куранахский, Эльконский, Лебединский рудные узлы, специфичные по набору проявлений и месторождений одной или нескольких рудных формаций.

Куранахский золоторудный узел (0.5.1 Au). Оруденение золоторудной халцедон-кварцевой формации (золото-кварц-гидрослюдистой, по классификации ЦНИГРИ, 1982), представленное месторождениями Куранахского рудного узла, является своеобразным «куранахским» геолого-промышленным типом оруденения, который уже 30 лет составляет основу минерально-сырьевой базы Куранахского ГОК и Центрально-Алданского района. Характерный структурно-литологический фактор – локализация рудных тел на стратиграфическом и литологическом контакте алюмосиликатных алевропесчаных пород нижней юры и карбонатных пород верхней части нижнекембрийской толщи (унгелинская свита), на значительном (500–600 м) удалении от поверхности архейского фундамента. Руды вмещаются линейными микро-

грабенами, трассирующимися зонами долгоживущих региональных разломов северо-западного и субмеридионального простирания.

Рудные тела этого типа характеризуются богатыми запасами: в первые сотни млн т руды. Морфологически представляют собой сложные в плане и разрезе линейные и пластообразные залежи и штокверки в сотни метров, до 7–8 км в длину, при ширине десятки и сотни метров и мощности в десятки метров. В результате широкого развития процессов корообразования и карстования в современном виде руды месторождений Куранахского рудного узла превращены в глинисто-песчано-обломочную массу кварц-лимонит-гидрослюдисто-монтмориллонитового состава со «свободным» золотом (в среднем до 0,1 мм).

Формирование оруденения золото-пирит-адуляр-кварцевой формации связано с интенсивным проявлением щелочного метасоматоза в виде послонных пластовых залежей пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов (гумбеитов) в карбонатных породах нижнего кембрия, песчаниках юры, а также в пределах долгоживущих региональных разрывных нарушений*. Гумбеиты представляют собой микро-тонкозернистые породы существенно калишпатового (ортоклаз и адуляр) состава, с подчиненным значением карбоната (железистый доломит, анкерит), пирита, халькопирита, галенита, арсенопирита, сфалерита, теллуридов золота, флюорита, кварца нескольких генераций, серицита, апатита, антраколита. Геохимически метасоматиты отличаются повышенными, относительно субстрата, содержаниями золота.

По представлениям В. И. Уютова (1991 г.), золото-пирит-адуляр-кварцевая формация имеет немагматогенное происхождение, вне явной парагенетической связи с тем или иным типом мезозойского магматизма.

Золото представлено тонкодисперсной разновидностью, рассеяной в пирите, и самородной, более крупной формой, связанной с кварцем, пиритом второй генерации и сульфидами меди, свинца, цинка. Содержание золота и серебра в целом невысокое 1,5–3,0 г/т в среднем по месторождениям, включая большой объем золотоносных околорудно-измененных пород. В отдельных участках месторождений, линзах, рудных столбах, блоках средние содержания золота составляют первые десятки граммов на тонну.

Геохимический спектр гумбеитов: вольфрам, титан, кобальт, никель, ванадий, хром, церий, лантан, иттрий, уран, серебро, медь, свинец, цинк, мышьяк, таллий, теллур.

В пределах рудных узлов и площадей с куранахским типом оруденения известны россыпные месторождения, россыпепроявления и потоки рассеяния золота. При прогнозировании и картировании рудных полей и рудоносных структур данного типа оруденения одним из признаков является наличие карстовых форм рельефа.

Лебединский золоторудный узел (0.5.2 Au). Оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации является для Центрального Алдана основ-

*Схожая ситуация наблюдается в пределах Эльконского золото-урановорудного узла, где оруденение связано с интенсивными проявлениями гумбеитов «эльконского» типа в осевых частях долгоживущих разрывных нарушений, что может указывать на их принадлежность к единой рудной системе.

ным россыпеобразующим источником золота. Оно характеризуется относительно высоким содержанием золота (тонкодисперсное и самородные формы) – десятки г/т, повышенной сереброносностью руд (до сотен г/т), высокими (до промышленных) содержаниями меди, свинца, цинка, висмута, вольфрама, молибдена; в отдельных рудных телах минералогически установлено наличие минералов платиновой группы. Оруденение имеет большой вертикальный размах, локализуясь как в породах архейского фундамента (прослежено до глубины 100–120 м), штоках, силлах и дайках сиенитов (тип «гора Рудная»), так и в нижней части карбонатной толщи венда–нижнего кембрия и алевропесчаной толще нижней юры («лебединский» тип).

В результате совместных исследований с геологами Алданского филиала ГУ ГПП РС(Я) «Якутскгеология» установлено, что в пределах Лебединского золоторудного узла выделяются три геолого-генетических типа золотого оруденения:

- жильный (золото-кварц-сульфидный) «лебединский» тип. Оруденение данного типа локализовано в виде горизонтальных залежей и секущих жильных тел существенно кварц-сульфидного состава. Приурочено к низам карбонатной толщи вендского возраста и, в меньшей степени, метаморфитам нижнего структурного этажа;

- прожилково-вкрапленный и жильно-штокверковый (золото-редкометалльно-полиметаллический) тип, локализованный в крутопадающих субмеридиональных разломных структурах кристаллического фундамента;

- прожилково-вкрапленный (золото-медно-порфировый) тип (гора Рудная), локализованный в крутопадающих зонах дробления внутри тел мезозойских интрузий и кристаллического фундамента.

На Колтыкон-Самодумовской и Орто-Сала-Верхнекураханской поисковых площадях проявлен второй тип оруденения – прожилково-вкрапленный, локализованный в крутопадающих структурах кристаллического фундамента. Подчиненное положение здесь занимает первый тип оруденения кварцево-жильный, образующий вытянутые субгоризонтальные тела.

Прожилково-вкрапленное золото-редкометалльно-полиметаллического типа оруденение приурочено к ареалам распространения березитовых и гумбеитовых новообразований. С участками интенсивного проявления (более 40–50 %) указанных метасоматитов связаны аномально высокие содержания Au, Ag, Cu, Zn, Pb, а также повышенные содержания W, Mo.

Содержание золота по породе в отдельных штуфных пробах доходит до 10–20 г/т. Золото – тонкодисперсное (упорное), образующее тонкую вкрапленность в дефектах пиритовых зерен.

Редкометалльная минерализация представлена шеелитом, встречающимся в ассоциации с пиритом и халькопиритом. Шеелит обнаружен также в виде мелких включений в кварце, что позволяет предположить повышенную шеелитносность благороднометалльных рудопроявлений в древних породах и в более глубоких горизонтах месторождений.

По мнению авторов, в пределах Колтыкон-Самодумовского участка следует провести дальнейшие исследования с целью выявления золоторудных месторождений с прожилково-вкрапленным и жильно-штокверковым (золо-

то-редкометалльно-полиметаллическим) типом оруденения в пределах крутопадающих разломных структур кристаллического фундамента.

Третий (золото-медно-порфиновый) тип оруденения локализован в крутопадающей (до 85°) минерализованной зоне (Рудной-Коллективной) дробления и интенсивной гидротермально-метасоматической проработки в пределах горы Рудная. Вмещающие породы представлены сиенит-порфирами.

Для золотого оруденения характерна четкая связь с березитовыми новообразованиями, имеющими жильный характер распространения и наиболее интенсивное проявление в крутопадающих зонах рассланцевания и дробления внутри мезозойских интрузивных пород.

Березиты и березитизированные породы представлены кварц-серицит-анкерит-пиритовыми метасоматитами жильной морфологии. В них наблюдаются повышенные содержания широкого спектра рудных элементов, отвечающих данному типу оруденения – Au (до 1,6 г/т), Ag (до 6 г/т), Cu (до 250 г/т) и Pb (до 6000 г/т).

Минеральный состав рудоносных березитов – кварц, серицит, мусковит, гидросерицит, анкерит. Кроме того присутствует полиметаллическая минерализация – серебросодержащий галенит и сфалерит.

Гипергенная рудная минерализация выражена второй генерацией самородного золота, дающего основные промышленные содержания (до 110 г/т) в пределах участка интенсивной гидротермально-метасоматической проработки и дробления и сопровождается аномально высокими содержаниями меди (до 3000 г/т), цинка (до 200 г/т), свинца (до 2000 г/т) и висмута (до 100 г/т).

Рудная минерализация характеризуется повышенными (до 100 ед. фона) значениями двух ассоциаций элементов: Au–Sb–Ag–As и Cu–Mo–Bi–Pb–Zn–Mn–W–B–U–Cd.

Эльконский молибдено-золото-урановорудный узел (0.5.3 U,Au,Mo). Урановые месторождения Эльконского рудного узла были открыты в начале 1960-х годов и сразу же стали объектом интенсивных геологоразведочных работ и научных исследований специализированных партий и тематических групп ВИМС, ВИРГ, ВСЕГЕИ, ГЕОХИ РАН, ИГЕМ РАН, МГРИ и других организаций. На территории узла (большой частью на листе О-52) сосредоточено около 20 месторождений урана с запасами более 300 тыс. т и ресурсами до 600 тыс. т урана. Попутные компоненты представлены золотом (более 200 т), серебром (более 2,5 тыс. т) и молибденом (более 90 тыс. т). Здесь до недавнего времени велись работы ЗАО «Эльконский ГМК», входящим в урановый холдинг «Атомредметзолото». На базе месторождений зоны Южная (Элькон, Эльконское плато, Курунг, Дружное, Непроходимое), а также на месторождениях Северное и Зона Интересная к 2024 г. планировалось создать один из крупнейших в мире центров по добыче урана производительностью до 5000 т в год.

Оруденение в пределах Эльконского золото-урановорудного узла представлено золоторудной в гумбеитах и урановорудной в гумбеитах формациями. Исходя из геолого-структурных и металлогенических особенностей, в пределах узла выделено два структурно-вещественных блока (северо-западный и юго-восточный), граница между которыми проходит по Курунг-Юкунгринскому разлому.

Юго-восточный блок – амагматичный (на современном эрозионном срезе) в мезозойское время, в геофизических полях выраженный отрицательной магнитной аномалией (от -200 до -250 нТл) и положительной аномалией силы тяжести (до $+0,05$ мГал). В юго-восточном блоке гидротермально-метасоматические образования (гумбеиты, березиты) формировались в наиболее ранние фазы мезозойской тектоно-магматической активизации в осевых зонах долгоживущих разломов.

Северо-западный блок характеризуется развитием в его пределах мезозойских магматических образований, что отражено в аномальном магнитном поле от -10 до -30 нТл и в отрицательных значениях составляющих полей силы тяжести (до $-0,22$ мГал). Гидротермально-метасоматические образования (фениты, гумбеиты, пропициты и скарны) северо-западного блока имеют внутри-, околоинтрузивное (ореольное) распространение и накладываются на более ранние метасоматические образования.

В пределах выделенных блоков авторами ранее установлена область развития «эльконского» (Au,U), «рябинового» (Au-Cu) и комбинированного «элькон-рябинового» (Au-Cu + Au-U) типов оруденения, связанных с процессами гумбеитизации [91, 130].

Внутриразломные гумбеиты «эльконского» типа характеризуются аномальным накоплением рудных литофильных и халькофильных элементов – золота (до $3-4$ г/т), серебра (до 40 г/т), урана (до 3%), мышьяка ($0,1-0,2\%$), ртути, в меньшей степени – ниобия (до $200-300$ г/т), вольфрама (до $0,05\%$), молибдена (до $0,05\%$), концентрирующихся в браннерите и РЗЭ. Из сидерофильных элементов наиболее высокие уровни накопления присущи ванадию (до 300 г/т).

Основным первичным урановым минералом Эльконского рудного узла является браннерит, который в гумбеитах «эльконского» типа служил цементом микробрекчий (мощностью до 1 см), а также формирует микропрожилки мощностью около $0,1$ мм. Для браннерита характерно присутствие вольфрама (W до $6,2\%$) и ванадия (V до 2%). Помимо браннерита урановая минерализация представлена также коффинитом.

Для гумбеитов «рябинового» типа характерны повышенные концентрации халькофильных элементов – золота (среднее содержание золота по породе – $3,17$ г/т, в отдельных пробах достигает 34 г/т), серебра, меди и свинца, а при замещении гумбеитов «эльконского» типа также происходит резкий рост уровней накопления литофильных элементов – урана, тория и молибдена. Из сидерофильных элементов четкий тренд накопления имеет ванадий, иногда титан и марганец (при замещении гумбеитов «эльконского» типа).

Возраст гумбеитов «рябинового» типа, полученный по данным Re-Os изотопно-геохронологического датирования сульфидов, составляет $129,1 \pm 1,2$ млн лет (изохрона по пириту и халькопириту) и $129,1 \pm 2,9$ млн лет (суммарная изохрона для всех сульфидов).

Комбинированное оруденение характеризуется пространственным совмещением рудной минерализации гумбеитов «эльконского» и «рябинового» типов. Основными урановыми минералами при этом являются браннерит и уранинит, а также продукты распада браннерита – арсенаты, силикаты и фосфаты урана, а золото, серебро и медь связаны с пиритом, халькопиритом

и блеклыми рудами (теннантит, тетраэдрит). Медно-ванадиевая минерализация представлена минералом фольбартит.

Эвотинский урано-золоторудный район (0.6 Au,U/J₃-K₁,P-N,Q)

Территория района постоянно (с 1928 г.) находится в сфере геологического изучения, ориентированного на поиски и разведку различных полезных ископаемых. Здесь открыты и разведаны месторождения и проявления железа, графита, флогопита, урана, апатита, россыпного золота, меди, пьезокварца, свидетельствующие о богатой и разнообразной минерации узла.

Вопросы рудной золотоносности района решались преимущественно в процессе геологосъемочных и поисково-разведочных работ на другие полезные ископаемые.

На всей площади Эвотинского узла преобладают выходы ультраметагенных образований архейского фундамента, представленные биотит-пироксен-амфиболовыми и силлиманит-гранат-кордиеритовыми гнейсами и кристаллосланцами с горизонтами, прослоями и линзами кварцитов, мраморов, кальцифиров – в составе верхнеалданской и федоровской серий.

Раннеархейские образования в различной степени гранитизированы и вмещают интрузии позднеархейских–раннепротерозойских гранитов и метабазитов (габброноритов, габбродиоритов). Весь комплекс фундамента интенсивно дислоцирован с образованием сложной системы пликативных и дизъюнктивных нарушений, вмещающих многочисленные и протяженные дайки позднепротерозойских диабазов.

Карбонатные венд-нижнекембрийские и терригенные нижнеюрские образования платформенного чехла сохранились в незначительном объеме преимущественно на юге и юго-западе узла.

Мезозойский цикл тектоно-магматической активизации на территории Эвотинского узла проявился слабо, преимущественно в его центральной части, в виде роев даек сиенит-порфиров и небольших по объему силлов, штоков и лакколитов щелочных и щелочноземельных сиенитов алданского комплекса. Здесь известны многочисленные точки золоторудной минерализации, преимущественно в виде рудных свалов метасоматитов и гидротермалитов различных формаций (в основном золоторудной сульфидно-кварцевой) и неустановленной формационной принадлежности. А также отмечена золотоносность пород и руд месторождений железа, графита, флогопита, урана, связанная с рассеянной повсеместной сульфидизацией (пирит, пирротин, халькопирит, галенит и др.).

Золоторудная минерализация генетически связывается (по аналогии с Центральным-Алданским и другими районами) с постмагматической гидротермально-метасоматической деятельностью мезозойского магматического цикла. Хотя в ряде случаев связь эта не имеет четкого выражения, вопрос требует дополнительного изучения.

Целенаправленное проведение поисково-оценочных работ на рудное золото в 1980–2000 гг. привело к открытию в центральной части Леглиерского

рудного узла месторождения рудного золота им. П. Пинигина, состоящего из двух участков Кур и Притрассовое – нового геолого-промышленного типа, нетрадиционного для Алданского щита.

Месторождение локализуется в зонах разрывных нарушений северо-западного, северо-восточного и субширотного простирания, вмещающих дайки диабазов протерозоя и мезозойских сиенит-порфиоров. В зонах разломов развиты прожилково-вкрапленная сульфидизация. Рудные тела месторождения представляют собой крутопадающие кварцевые жилы, зоны, гнезда, линзы прожилково-вкрапленного окварцевания и сульфидизации, наиболее интенсивно проявленные в телах метагабброноритов раннефедоровского комплекса. Мощность кварц-сульфидных минерализованных зон – от первых метров до 20–50 м. Установленная протяженность – 400–600 м, ширина по падению – 150 м (Торопыгин, 2000).

Еще одним перспективным типом золотого оруденения Эвотинского узла являются крутопадающие минерализованные зоны разломов в породах архейского фундамента, аналогичные «эльконскому» типу оруденения. Минерализованные зоны разломов представляют собой крутопадающие тектонические швы с blastomylonitami, катаклазитами, брекчиями на карбонат-кварцевом цементе, сопровождающиеся кварц-калишпатовыми и кварц-хлорит-альбитовыми метасоматитами, в различной степени сульфидизированными. Степень катаклаза и гидротермальной проработки увеличивается с глубиной. Сочетание основных и оперяющих зон образуют сложные штокверковые зоны мощностью до 10 м. На катаклазиты, брекчии и метасоматиты наложена сульфидизация (пирит, халькопирит, молибденит, сфалерит, галенит, блеклые руды) с гематитом, настураном, флюоритом, баритом. В минерализованных породах отмечаются высокие содержания молибдена, свинца, мышьяка, сурьмы, серебра.

Золотоносность минерализованных зон изучена слабо; по данным анализа штучных проб, содержание золота – до 3,6–8,1 г/т, серебра – до 100 г/т, молибдена – до 1%. Подобный тип золотого оруденения предполагается в структурах перспективных площадей: Верх. Кэнэннэй, Верх. Амуткан, Западные Янги (Десовский рудный узел); Северо-Эвотинская и Сиваглинская.

По наличию свалов окисленных кварц-сульфидных руд с содержанием золота 12–73 г/т вблизи контактов интрузий сиенитов предполагается возможность выявления золоторудных залежей лебединского типа в скарнах и доломитах карбонатной толщи венда, в пределах Перевальной и Сиваглинской перспективных площадей Эвотинского рудного узла.

Верхнетимптонский флогопит-кварцево-хрусталеносный район (0.7 q(phl)/AR₂–PR₁)

В пределах района находятся два средних месторождения и ряд проявлений кварца, пригодного для изготовления пьезоэлектрических элементов. Все они относятся к формации кварцевых хрустальных жил и связаны с внедрением позднеархейских гранитов нелюкинского комплекса. В районе отмечаются только локальные штокверки пьезосырья.

Проявления флогопита связаны с гидротермально-метасоматическими процессами, протекавшими по гнейсам митингской свиты раннего архея.

Сутамо-Брянтинский потенциальный молибдено-серебро-золоторудный район (0.8 Au,Ag,Mo/PR₁,K₁)

Район располагается в основном на сопредельной с юго-востока площади листа N-52; на территорию листа O-51 заходит своим северо-западным флангом, не имеющим минерагенической нагрузки. Строение района и его перспективы охарактеризованы в объяснительной записке к ГК-1000/3 (лист N-52).

Олдонгсинский потенциальный урано-золото-меднорудный узел (0.0.1 Cu,Au,U/J₃-K₁,P-N,Q)

Рудный узел располагается в пределах Олдонгсинской грабен-синклинали. Грабен меридионально вытянут на 48 км при ширине до 20 км. Слагающие грабен-синклиналь осадочные породы нижнего протерозоя образуют замкнутую синклинальную структуру – на крыльях выходят породы бытыгырской серии, в ядре – олдонгсинской свиты. Эта сравнительно крупная структура с пологим залеганием пород осложнена многочисленными более мелкими складками и разрывными нарушениями. Границы Олдонгсинской грабен-синклинали и окружающих архейских образований в основном тектонические, только на незначительных участках наблюдается залегание бытыгырской серии на архее с базальными конгломератами в основании разреза. Метаморфизованные осадочные толщи грабен-синклинали расчленены на следующие стратоны (снизу): бытыгырскую серию и залегающую на ней с разрывом олдонгсинскую свиту. Разрез бытыгырской серии условно можно разделить на две части: нижнюю и верхнюю.

Нижняя часть разреза, залегающая с несогласием непосредственно на породах архея, представлена пестроокрашенными пачками кварц-полевошпатовых песчаников с прослоями алевропечаников, алевролитов и слоем мелкогалечных конгломератов.

Верхняя часть главным образом сложена кварцевыми метапесчаниками (до кварцитопесчаников и кварцитов) с прослоями метагравелитов, метаконгломератов, редко глинисто-хлоритовых сланцев, сменяющихся выше по разрезу карбонатными породами и тонкообломочными метаалевролитами и углисто-глинистыми сланцами. Породы олдонгсинской свиты занимают наиболее возвышенные водоразделы в центральной части грабен-синклинали. Свита сложена однообразными серыми, темно-серыми кварцевыми, полевошпат-кварцевыми метапесчаниками с горизонтом конглобрекчий и глинистых сланцев в основании разреза. Осадочные толщи в Олдонгсинской структуре отличаются весьма слабой степенью метаморфизма, соответствующей низкотемпературной хлорит-серицитовой (безбиотитовой) субфации зеленосланцевой фации. К югу степень метаморфизма несколько повышается. Здесь

она соответствует более высокотемпературной мусковит-биотитовой субфации.

Проявления золота в Олдонгсинской структуре связываются с типом древних золотоносных россыпей в отложениях Чародоканской свиты, а также с зонами послонного окварцевания, сульфидизации, гематитизации, гумбеитизации и лимонитизации в углисто-глинистых сланцах ханинской свиты. Сланцы интенсивно дислоцированы с образованием складок волочения, трещин скола и отрыва, а также с участками интенсивного брекчирования и катаклаза.

По всей территории Олдонгсинского ПРУ установлены донные и шлиховые потоки и точечные аномалии золота, литохимические аномалии меди, иногда мышьяка. Севернее рамки листа О-51-XXV расположено проявление золота Верхнее Хохолло, локализованное в кварцитах и метаконгломератах Чародоканской свиты, развитых на площади около 2 км². Базальный горизонт конгломератов и гравелитов залегает на позднеархейских гранитоидах, имеет мощность 15 м, углы падения 30–45°. В шести из 16 проанализированных штучных пробах, отобранных вкрест простирания пласта метаконгломератов, содержание золота составило 0,1–0,76 г/т; в четырех пробах – 1,9; 2,8; 8,9 г/т. В перекрывающих кварцитопесчаниках золото установлено в двух пробах: 0,3 и 11,9 г/т. С кварцитами и метаконгломератами чародоканской и ханинской свит связаны многочисленные первичные геохимические площадные (0,12–0,9 г/т) и точечные (0,1–2,3 г/т) аномалии золота. По ряду водотоков установлены шлиховые потоки золота. К черным сланцам ханинской свиты нижнего протерозоя приурочено три пункта минерализации платиноидов. На водоразделе рек Тас-Миеле и Олдонгсо в одном горизонте черных сланцев установлено содержание МПГ (г/т): Pt – 0,16–1,11; Pd – 0,02; Ru – 0,03; Rh – 0,01; Au – 0,06.

В пределах Олдонгсинского узла известны многочисленные рудопроявления и проявления (Тасмиелинское, Ветвистое, Черничное и Олдонгсо) золото-урановой минерализации, относимые к золото-урановой формации в гумбеитах и гумбеитизированных породах в проницаемых слабо метаморфизованных углеродсодержащих терригенных породах ханинской свиты. Локальный структурный контроль оруденения осуществляется маломощными зонами брекчирования, рассланцевания, будинажа, межпластовыми срывами и трещинами кливажа осевых поверхностей складок, картируемых в толще тонкозернистых, как правило, углеродсодержащих метаосадков ханинской свиты. Рудоносными породами являются интенсивно гумбеитизированные тектониты, картируемые в горизонтах углеродсодержащих метапелитов. Общая мощность зон интенсивной рудосопровождающей гидротермально-метасоматической проработки достигает 60 м. Прожилково-вкрапленное оруденение развито в пирит-барит-карбонат-кварц-адуляровых метасоматитах и микробрекчиях. Установлен гидронастуран, уранофан, отенит. Характерен привнос калия, вынос Na, Cr, Sr, Mg, Fe, Zr. Содержание урана колеблется в широких пределах от 0,03–1,058 % (Бытыгырская зона), до 0,035–2,08 % (Николаевская зона). Цифры абсолютного возраста оруденения указывают на возможный полихронный его характер: 400 млн лет (прям. коррел., А. Г. Ветров), 350 млн лет (дискордантный метод), 280 млн лет (Pb-изохронный), 240–

220 млн лет, 150 млн лет (Л. Н. Ларичев, 1986). Для Олдонгсинской структуры были произведены экспертные расчеты ресурсов урана категории P_3 – 13 тыс. т. (Ю. Б. Миронов, 2007 г.). Район является благоприятным для проведения поисков уранового оруденения гумбеитовой формации в Олдонгсинской структуре.

В ходе ГМК-200, проведенной в 2004–2008 гг. [110], на территории Олдонгсинской грабен-синклинали были выделены три перспективные золотоносные площади с подсчитанными ресурсами категории P_3 . Авторами уточнены границы, площади и пересчитаны ресурсы Олдогсинского ПРУ, по категории P_3 они составляют 100 т.

Олдонгсинский потенциальный рудный узел в плане металлогении является нетипичным и уникальным объектом в пределах Алдано-Станового щита. Его основным отличием является отсутствие интрузивных комплексов мезозойского возраста – важнейшего рудоконтролирующего фактора, которые являются основным критерием размещения золоторудного оруденения в пределах Алданского щита. В то же время Олдонгсинская структура по геологической позиции и составу вмещающих золотопроявления пород сопоставима с Патомским прогибом, заключающем золоторудные месторождения (Сухой Лог и др.) в черносланцевой толще среднего протерозоя. Таким образом, в Олдонгсинском ПРУ имеются перспективы выявления объекта «сухоложского» типа.

Нижнеханнинский потенциальный урано-золото-меднорудной узел (0.0.2 Cu,Au,U/J₃–K₁,P–N,Q)

Вся минерализация узла контролируется метаморфизованным доломит-черносланцево-песчаниковым формационным комплексом с силлами трахидолеритов. Аномальные содержания металлов (медь, золото, платина, уран) выявлены геохимическими методами и заслуживают дальнейшего изучения. Отмечаются литиевые аномалии в экзоконтакте метатрахидолеритов, тальк-содержащие и тремолитовые метасоматиты в карбонатных породах.

СТАНОВАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СУБПРОВИНЦИЯ

Занимает южную часть листа и граничит на севере с Алданской субпровинцией по зоне Станового глубинного разлома, южной ее границей является Северо-Тукурингский глубинный разлом (лист N-51).

В строении субпровинции принимают участие раннедокембрийские кристаллические комплексы и структуры мезозойской тектоно-магматической активизации. Субпровинция отличается однообразным набором полезных ископаемых, из которых доминирующее значение имеет золото. По данным ГК-1000/3, в пределах изученной части субпровинции (лист O-51) выделены пять минерагенических таксонов в ранге минерагенической зоны (2), рудных районов и рудоносных зон (1) и рудных узлов (2).

Южно-Становая потенциальная молибден-серебро-золоторудная минерагеническая зона (11 Au,Ag,Mo/K₁)

В гранит-гранодиоритовом формационном комплексе этой зоны рудоносной является поздняя гранитовая формация и субвулканические зоны низкотемпературной жильной и прожилковой минерализации около небольшого вулканического поля, где сохранились породы трахиандезибазальтового и трахидацитового состава.

В зоне широко распространены жилы, жильные зоны, редко – штокверки, формаций золоторудной кварцевой, золоторудной сульфидно-кварцевой (иногда вольфрамоносной) и золото-серебряно-молибденовой (часто со значительным содержанием меди, свинца, цинка, иногда вольфрама), а также рудные грейзены с сульфидно-молибденитовой минерализацией. Отмечаются проявления золота в жилах халцедоновидного кварца, меди в жилах друзовидного кварца, серебра в кварц-аргентитово-карбонатных (в том числе с флюоритом) жилах зон дробления. Имеются находки мориона в пегматоидных жилах. Отдельные жилы и жильные зоны с золото-кварцевой и молибденито-кварцевой минерализацией обнаружены и вне полей распространения магматических формаций, что не мешает им быть носителями высоких концентраций металла, и это требует изменить методику поисков перспективного оруденения.

Северо-Становая молибден-серебро-золоторудная минерагеническая зона (12 Au,Ag,Mo/K₁)

Минерагеническую специализацию зоны определяют многочисленные золоторудные и золото-серебряные проявления, открытое в конце XX века месторождение золота Бамское, молибденовые проявления, многочисленные россыпи золота, большая часть которых расположена южнее – на листе N-51.

С зонами наибольшего развития мезозойских малых интрузий пространственно связаны наиболее продуктивные золоторудные узлы, что позволяет считать наиболее вероятным мезозойский (меловой) возраст профилирующего для зоны серебро-золоторудного и молибденового оруденения [24].

На рассматриваемой территории МЗ представлена Апсакано-Нагорненским молибденово-серебро-золоторудным районом.

Апсакано-Нагорнинский молибден-серебро-золоторудный район (12.1 Au,Ag,Mo)

Район занимает почти всю площадь Северостановой МЗ. Он охватывает Становой хребет и его северные склоны в междуречье Ларбы и Тимптона. Это один из давно известных руднороссыпных районов. Он контролируется нарушениями Станового разлома, с которыми связан комплекс даек, малых интрузий и вулканитов раннемелового возраста. С малообъемными телами ассоциирует золото-серебряное и молибденовое оруденение. Большая часть золота образуется на заключительной стадии гидротермального процесса, по времени приближенной к образованию самых поздних даек, сопровождается

низкотемпературными изменениями, локализуется в основном в широтных разломах.

Выделенный **Апсаканский молибден-серебро-золоторудный узел (12.1.1 Au,Ag,Mo)** парагенетически связан с дайковым комплексом мезозойских гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса. Основное золотое оруденение здесь – мезозойское (месторождения Бамское, перспективные проявления Доминикан, Находка, Якут, Моготинское, Алексеевско-Перевальное и др., на которых прогнозируются малые и средние по запасам месторождения), но предполагается и более древнее, возможно, раннепротерозойское, в связи с мощными зонами бластомилонитов и диафторитов по Становому разлому и оперяющим его нарушениям.

РУДНЫЕ ОБЪЕКТЫ ВНЕ МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ ЗОН И РАЙОНОВ

Дырындинский потенциальный золото-молибденоврудный узел (0.0.3 Mo,Au/J₃-K₁) располагается на левобережье Олёкмы на продолжении структур Желтулакского разлома. На площади листа находится северная часть узла, представленная фрагментом крупной интрузии диоритов и гранитов позднеюрско-раннемелового тындинско-бакаранского комплекса (ее эндо- и экзоконтактной зоной). Здесь выявлено несколько пунктов минерализации молибдена и золота. Содержание молибдена в зонах дробления, сопровождающихся низкотемпературным окварцеванием и аргиллизацией – 0,05–0,06%. К контактовой части интрузии приурочены пункты минерализации молибдена.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Сведения о гидрогеологических условиях территории листа базируются на материалах, полученных при проведении разного рода геологических и гидрогеологических исследований, в том числе геологосъемочных работ. На отдельных листах выполнена гидрогеологическая съемка масштаба 1 : 200 000. Кроме того, использованы материалы, приведенные в монографиях [13, 22, 19, 95], работах по зоне освоения вдоль трассы БАМ [17], обзорных гидрогеологических и гидрогеохимических картах и др.

В соответствии со структурно-гидрогеологическим районированием [111, 120], в пределах рассматриваемого листа выделяются два типа гидрогеологических структур – Восточно-Сибирская криогенная артезианская провинция в границах Среднеленской моноклизы Сибирской платформы и Алдано-Становой сложный криогенный гидрогеологический массив в пределах одноименного щита (граф. прил. 3, лист 1).

Восточно-Сибирская провинция здесь включает фрагменты Якутского криогенного артезианского бассейна (I_1). В качестве структур третьего порядка выделяются Лено-Амгинский (I'_1) и Юхухта-Ыллымахский (I'_2) гидрогеологические районы.

Алдано-Становой сложный криогенный гидрогеологический массив первого порядка включает Алданский (II_1) и Становой (II_2) криогенные гидрогеологические массивы второго порядка и Чульманский (II'_1) гидрогеологический район третьего порядка. Последний приурочен к депрессии в кристаллическом фундаменте Алданского массива.

Гидрогеологические условия региона определяются главным образом геологическим строением территории, ее климатическими, орографическими и геокриологическими условиями. Климат здесь резко континентальный с малым количеством атмосферных осадков (до 540 мм/год). Среднегодовые температуры воздуха порядка -8°C с амплитудой колебания в течение года до 80° . Зимний период длится около восьми месяцев. Снежный покров тает в апреле. Атмосферные осадки выпадают главным образом с июня по сентябрь.

Рельеф территории листа в основном платообразный с отметками поверхности, возрастающими с севера на юг от 400–600 м в Лено-Амгинском районе до 600–1200 м и более на Алданском массиве. Отметки поверхности Чульманского плато достигают 960 м. Становой массив характеризуется среднегорным рельефом с отметками до 2000 м и более. Плоскогорья дольвольно сильно расчленены. V-образные долины врезаются на глубину 150–

400 м. Водораздельные пространства широкие с малыми уклонами поверхности. Средняя крутизна склонов речных долин – 10–15°.

Большая часть атмосферных осадков расходуется на поверхностный сток. В зимнюю межень речной сток значительно уменьшается. Многие реки и ручьи промерзают зимой, широко развиты русловые наледи. На участках развития карбонатных пород в речных долинах широко проявлен подрусловой карст.

Рассматриваемая территория находится в зоне распространения многолетнемерзлых пород (ММП). На севере и юге территории листа развита сплошная мерзлота (геологическая карта дочетвертичных образований, лист 1) мощностью до 100 м на севере Лено-Амгинского района и более 100–200 м на юге Алданского и в Становом массивах. На остальной площади развита островная мерзлота. На большей части этой территории (и в том числе на востоке Чульманского плато) ММП занимают около 50 % при мощности до 100 м. Они слагают днища и нижние части склонов и логов в долинах рек. Имеются талики под руслами рек и на участках разгрузки подземных вод. На водоразделах ММП отсутствуют [94, 95]. Развитие многолетней мерзлоты на склонах и в поймах рек создает благоприятные условия для быстрого поверхностного стока атмосферных вод и обуславливает высокий подъем уровня воды в реках. Вместе с тем, отсутствие многолетнемерзлых пород на водоразделах обеспечивает питание водоносных горизонтов.

Гидрогеологические условия меняются по площади листа главным образом в зависимости от криогенных условий и состава вмещающих пород. На территориях с развитием сплошной мерзлоты в осадочных породах (север Лено-Амгинского, запад Чульманского районов и др.) подземные воды в верхней части разреза связаны с оттаивающим в летнее время сезонно-талым слоем мощностью до 1,5–5 м, редко более. Мощность этого слоя определяется главным образом проницаемостью вмещающих пород: чем последняя выше, тем первая больше. Ниже по разрезу распространены подмерзлотные воды пластового типа. В кристаллических породах подмерзлотные воды в основном связаны с зонами разрывных нарушений, где развиты трещинно-жильные воды, местами термальные.

В гидрогеологическом разрезе территории выделяются два гидрогеологических этажа, отличающихся условиями формирования подземных вод. Подземные воды верхнего этажа формируются за счет вод современного климатического цикла и имеют атмосферное питание. Нижняя граница этажа определяется положением региональных базисов дренирования (реки Амга, Алдан, Тимптон и др.). Питание подземные воды получают на непромороженных участках водоразделов. Разгрузка их происходит преимущественно в долинах рек по разрывным нарушениям, образующим сквозные талики. Часто проявлена субаквальная разгрузка. Благодаря криоводоупорам воды имеют значительный напор, часто наблюдается самоизлив из скважин. Гидрогеодинамический режим этих вод заключается в увеличении напора в конце теплового периода года и постепенном его снижении (до прекращения самоизлива из скважин) в меженный период в конце зимы и весной. Данная схема проявлена в бассейнах пластовых вод, распространенных в пологозалегающих осадочных породах. В пределах массивов, где в кристаллических породах рас-

пространены регионально-трещинные и трещинно-жильные подземные воды, первые связаны с сезонно-талым слоем и в теплое время года дренируются понижениями рельефа, что проявляется обилием родников. Трещинно-жильные воды по зонам разломов могут проникать на значительные глубины и разгружаться в виде холодных и термальных источников в долинах рек.

Воды нижнего гидрогеологического этажа изучены слабо. В пределах структур артезианского типа это соленые воды и рассолы. В кристаллических породах также известны сильно соленые ($11,7 \text{ г/дм}^3$) воды хлоридного состава, вскрытые на глубине порядка 900 м в гранитоидах архея (Юхухта-Бллымахский район).

Для данной территории выполнена гидрогеологическая стратификация разреза. Распространение основных гидрогеологических подразделений показано на гидрогеологической схеме (карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, лист 1). Здесь на участках распространения прерывистой и островной мерзлоты (т. е. там, где распространены и талые, и мерзлые породы) выделяются криогенно-таликовые водоносные горизонты (комплексы): неогеновый (N), палеоген-неогеновый (P-N), юрский (J), кембрийский (C), венд-кембрийский (V-C), рифейский (RF), а также архей-нижнепротерозойская водоносная зона трещиноватости (AR-PR₁). На территориях распространения сплошной мерзлоты выделяются криогенные водопорные горизонты: палеоген-неогеновый (P-N), меловой (K), юрский (J), кембрийский (C), архей-нижнепротерозойский (AR-PR₁). Кроме того, в пределах листа выходит на поверхность неогеновый (N) относительно водопорный горизонт. Верхнюю часть гидрогеологического разреза листа практически повсеместно образует плиоцен-четвертичный водоносный комплекс, часто криогенный (на схеме не показан). В молодых и современных образованиях развиты надмерзлотные подземные воды, связанные с сезонно-талым слоем либо подрусловыми таликами. На водоразделах этот комплекс после оттаивания часто сдренирован.

Ниже приведем характеристику основных гидрогеологических подразделений.

Плиоцен-четвертичный водоносный комплекс. Породы плиоцен-четвертичного возраста имеют практически повсеместное распространение и отсутствуют лишь на участках скальных обнажений. Они представлены в основном ледниковыми, элювиально-делювиальными и аллювиальными образованиями, сложенными суглинками, супесями и песками, реже щебнем и более грубозернистым материалом общей мощностью до первых десятков метров и более. Породы проморожены. В летне-осенний период верхняя часть толщи оттаивает. Этот сезонно-талый слой водоносен. Грунтовые пластово-поровые воды водоносных горизонтов элювиально-делювиальных отложений пополняются в основном талыми и дождевыми водами. Водопритокки в шурфы измеряются десятками долями литра в секунду. К концу декабря или в январе водоносные горизонты полностью промерзают. Минерализация этих вод составляет $0,02-0,2 \text{ г/дм}^3$, состав гидрокарбонатный кальциевый, натриевый либо магниевый-кальциевый. На водоразделах водопроницаемые породы к концу лета полностью оттаивают и постепенно дренируются. Прак-

тического значения для организации централизованного водоснабжения эти воды не имеют.

Аллювиальные отложения характеризуются «пестрой» водообильностью. Водоносность пород, слагающих высокую пойму и более высокие террасы, связана с сезонно-талым слоем мощностью 0,5–4 м. Наиболее водообильными являются русловые и пойменные образования, особенно в долинах крупных рек, где мощность аллювия превышает 5 м, и на участках разгрузки подмерзлотных вод по разломам через напорно-фильтрационные талики. Дополнительным источником формирования эксплуатационных запасов являются речные воды. Притоки в скважины в долинах рек достигают 10–20 л/с. Воды подрусловых потоков многих рек и ручьев могут быть использованы как источник водоснабжения.

Неогеновый криогенно-таликовый водоносный горизонт распространен на территории листа весьма ограниченно в виде узких извилистых полос, приуроченных к речным долинам, и представлен в основном нерасчлененными аллювиальными галечниками, гравийниками, песками мощностью до 40 м. Данные по водоносности пород отсутствуют. Судя по вещественному составу и мощности, можно предполагать значительную водоносность данного горизонта. В зоне развития сплошной мерзлоты породы горизонта проморожены и образуют криогенный водоупор.

Палеоген-неогеновый криогенно-таликовый водоносный горизонт распространен на территории листа в виде весьма ограниченных участков. Он сложен главным образом песками, глинами, галечниками, суглинками и супесями мощностью до 50–75, местами до 150 м. Данные по водоносности пород отсутствуют. В зоне развития сплошной мерзлоты (Токко-Чоруодинский грабен) породы горизонта проморожены и образуют криогенный водоупор.

Меловой водоупорный криогенный горизонт развит весьма ограниченно в юго-восточном углу листа, где представлен вулканогенными, реже терригенными образованиями мощностью до 400 м. Толща проморожена и содержит регионально-трещинные воды, приуроченные к сезонно-талому слою.

Юрский криогенно-таликовый водоносный комплекс содержит в основном трещинно-пластовые подземные воды. Он довольно широко распространен на территории листа в пределах Чульманской впадины и на ограниченных участках к северу от нее. Юрская толща сложена угленосными породами различного гранулометрического состава: конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и каменными углями. Подземные воды комплекса изучены до глубин 500–700 м при общей мощности порядка 5 км. В скважине в пос. Чульман установленная мощность комплекса составила 269,4 м [106]. Комплекс включает здесь ниже-среднеюрские отложения дурайской и юхтинской свит, характеризующиеся фациальной изменчивостью, невыдержанностью пластов по мощности и по простиранию, различиями в трещиноватости и тектонической раздробленности. В силу специфических условий накопления и циркуляции подземных вод в юрской толще большинство исследователей рассматривает ее как единый водоносный комплекс.

Глубина залегания грунтовых вод комплекса достигает 50 м, напорные воды вскрываются на глубинах от 25–30 до 400 м. Коэффициенты фильтрации на участках фоновой трещиноватости составляют 0,05–0,5 м/сут, увеличива-

ясь в приразломных зонах до 2–5 м/сут и более. В данном водоносном комплексе развиты трещинные, трещинно-пластовые и трещинно-жильные воды – как напорные, так и безнапорные. Так, по данным Н. А. Вельминой и В. В. Узембло [13, 106], в вышеупомянутой скважине в пос. Чульман было встречено несколько водоносных горизонтов. При этом воды нижних водоносных горизонтов имели величину напора свыше 200 м.

При преобладании в породах литогенетической трещиноватости характерна анизотропия их фильтрационных свойств, выражающаяся в повышенной проницаемости пород по напластованию, что обуславливает преимущественно латеральное движение подземных вод к зонам разгрузки. Выходы подземных вод из толщи юрских пород образуют широко разветвленную сеть источников, часто с дебитами в десятки и сотни литров в секунду. При этом наиболее крупнодебитные (часто субаквальные) источники связаны с тектоническими нарушениями и приурочены к ним напорно-фильтрационными таликами в долинах рек [102]. К таким, в частности, относятся Тимптонские источники в долине р. Тимптон на участке вблизи устья руч. Барылас с дебитами до 6 тыс. л/с [13, 106], а также источники в пределах ООПТ «Тимптонский каскад» в долинах р. Чульмакан, руч. Холбокон и др.

На динамику подземных вод в данном комплексе существенное влияние оказывает многолетняя мерзлота, выполняющая роль криогенного водоупора в основном в днищах и по бортам речных долин и обеспечивающая напорный характер подмерзлотных вод. На водораздельных территориях многолетняя мерзлота отсутствует. Залегающие здесь юрские отложения находятся в области питания и транзита подземных вод к основным дренам. По химическому составу воды данного комплекса преимущественно гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с минерализацией от 0,08–0,1 до 0,3 г/дм³ и более.

Юрский криогенный водоупорный горизонт мощностью до 100 м и более выделяется в верхней части разреза в западной части Чульманской впадины (Усмунская впадина) с мощностью осадочного чехла до 1500 м, в основном находящейся в зоне сплошной многолетней мерзлоты. Подземные воды развиты в сезонно-талом слое и юрском водоносном комплексе в подмерзлотной части разреза. Гидрогеологические условия изучены слабо. По имеющимся данным [39], малодебитные источники отмечались в долинах рек Тунгурча и Усмун. Один из источников в долине р. Усмун представляет собой ледяной бугор, покрытый тонким слоем песчано-галечных образований. Высота бугра – 2,5 м, диаметр – 3,5–4,5 м. Летом источник находится под водой реки. В канавах и шурфах притоки не превышают 0,1–0,2 л/с. Воды верхних горизонтов юрских отложений в основном гидрокарбонатные кальциевые ультрапресные и пресные (до 220 мг/л).

Кембрийский криогенно-таликовый водоносный комплекс преимущественно карбонатных отложений содержит грунтово-трещинные и трещинно-карстово-пластовые воды. Он занимает северную часть территории листа в Лено-Амгинском гидрогеологическом районе и южнее в Чульманском районе. Высокая закарстованность кембрийских пород определяет весьма неравномерную, но значительную их обводненность. Помимо проявлений поверхностного карста в виде каров, поноров, воронок и др., широко развит и под-

земный карст в виде пещер и других пустот, нередко вскрываемых скважинами [95]. Мощность водоносного комплекса меняется от нескольких десятков метров вдоль северного обрамления Алданского щита до 3 км в наиболее погруженных частях Якутского бассейна, в котором на глубинах более 1 км появляются пласты калийной соли, служащие региональным водоупором. На водоразделах карбонатные породы нередко сдренированы, что уменьшает мощность обводненной зоны. Питание подземных вод осуществляется за счет как подтока вод со стороны Алданского щита, так и инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод. Разгрузка подземных вод осуществляется большей частью в долинах крупных рек (Олёкма, Чара, Амга, Туолба и др.), свидетельством чему является весьма значительное число крупнодебитных (до 10 л/с и более) постоянно действующих источников у уреза воды в этих реках и в их руслах (субаквальных источников).

Водоносность кембрийских отложений наиболее изучена в Юхута-Ыллымахском гидрогеологическом районе. Здесь коэффициент фильтрации в доломитах в среднем составляет 0,8–1,2 м/сут. Дебиты источников весьма различны, и величины их колеблются от сотых долей до 100 л/с и более. Преобладающие значения – от 1 до 25 л/с. Удельные дебиты скважин глубиной до 400 м составляют от 0,4 до 3,3 л/с (преобладают 1–2,8 л/с). Подземные воды данного комплекса здесь часто залегают значительно ниже подошвы мерзлых пород (до 150 м и более) и обычно являются напорными. Разгрузка их осуществляется через систему сквозных напорно-фильтрационных таликов в долинах рек Селигдар, Куранах, Якоцит, Нимыр, Томмот и др.

По химическому составу воды источников гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией от 0,2 до 0,5 г/кг и сульфатные кальциевые с минерализацией от 0,5 до 1–2 г/кг (иногда более) в районах развития гипсоносных пород. В целом мощность пластов пресных вод в районах выхода данного комплекса на поверхность – от 150 до 300 м. Воды кембрийского водоносного комплекса интенсивно используются в целях централизованного водоснабжения.

На севере территории листа данный водоносный комплекс находится в зоне сплошного развития ММП. Верхнюю часть его разреза здесь образует **кембрийский криогенный водоупорный горизонт** мощностью порядка 100–200 м. Этот горизонт отделяет подмерзлотную часть кембрийской толщи от дневной поверхности. Представляется целесообразным выделять в зоне развития сплошной многолетней мерзлоты криогенный водоносный комплекс, включающий сезонно-талый слой и несквозные подрусловые и подошвенные талики, распространенные выше криогенного водоупора, и водоносный горизонт (подмерзлотный), развитый ниже криогенного водоупора.

Венд-кембрийский криогенно-таликовый водоносный комплекс выходит на поверхность по обрамлению Алданского щита, погружаясь на север под породы нижнего кембрия. В Чульманском районе данный комплекс на большей части территории залегает под юрским водоносным комплексом. Лишь на отдельных участках по обрамлению бассейна он выходит на поверхность. Породы, слагающие его, представлены трещиноватыми и закарстованными доломитами и доломитизированными известняками мощностью от 40–50 до 150–200 м. Мощность водоносного комплекса увеличивается в

понижениях погребенного рельефа поверхности архейских пород, имеющих коэффициенты фильтрации от 1,0 до 2,8 м/сут. По некоторым данным, проницаемость этих пород в целом в 1,5–2 раза выше, чем юрских [95]. По характеру фильтрации подземные воды этого комплекса являются трещинно-карстовыми, трещинно-карстово-пластовыми и трещинно-жильными. По мнению Н. А. Вельминой и В. В. Узембло [13, 106], наличие карста обуславливает не только активное движение подземных вод, но и некоторые особенности их термического режима. В частности, по карстовым пустотам и трещинам происходит циркуляция не только подземных вод, но и воздуха, что способствует нарушению режима многолетней мерзлоты и образованию таликов вдоль путей циркуляции подземных вод.

На участках выклинивания венд-кембрийского водоносного комплекса и сочленения его с толщей юрских пород проявляется концентрированная внутрискелетная разгрузка, сопровождаемая появлением источников, полынёй и наледей. Дебиты источников значительные. Так, разгрузка подземных вод в Юхтинских источниках на севере Чульманского бассейна в долине р. Юхта (Юктэ) близ впадения в р. Унгра достигает 2000 л/с [17]. Вполне вероятно, что и Тимптонские источники, упомянутые выше и относимые к юрскому водоносному комплексу, приурочены к лежащему ниже венд-кембрийскому комплексу. На это указывает значительно более высокая водообильность последнего за счет его закарстованности. Кроме того, между юрским и венд-кембрийским комплексами отсутствует водоупор, и они образуют единую гидравлическую систему. Юрская толща является аккумулятором воды, которая перетекает и разгружается через закарстованные карбонатные породы венда-кембрия на их тектоническом контакте с гранитоидами архея.

Внутри Чульманской впадины венд-кембрийский водоносный комплекс был вскрыт упоминавшейся выше скважиной в пос. Чульман под толщей юрских отложений на глубине 222,4 м. Подземные воды обладали большим напором, и скважина периодически фонтанировала. Максимальный дебит при самоизливе не превышал 0,15 л/с [95]. По химическому составу преобладают гидрокарбонатные магниевые-кальциевые и кальциево-магниевые воды с минерализацией до 0,3 г/дм³.

Рифейский криогенно-таликовый водоносный комплекс в карбонатно-терригенных и терригенных отложениях приурочен к нижнему ярусу чехла Сибирской платформы и местами выходит на поверхность в бассейнах рек Чара и Олёкма. Водоносность связана как с зоной экзогенной и региональной трещиноватости, так и с закарстованными карбонатными породами. Мощности экзогенной трещиноватости водовмещающих пород, по данным на смежной территории Патомской складчатой области, составляет 40–80 м. Обводненность пород носит локальный характер в зоне выветривания на участках таликов и в зонах тектонических нарушений. Глубина залегания трещинных вод в таликах – от 2 до 80 м. Подмерзлотные трещинно-жильные и трещинно-карстовые воды развиты с глубины 100–200 м. Дебиты источников трещинных вод – от 0,5 до 10 л/с, трещинно-жильных – до 30–70 л/с и более. По составу воды гидрокарбонатные, кальциевые и магниевые. Воды из терригенных отложений более пресные (до 0,1 г/кг), чем воды из карбонатных пород (до 0,3 г/кг).

Архей-раннепротерозойская криогенно-таликовая водоносная зона трещиноватости в метаморфических и изверженных образованиях распространена в средней части территории листа. На севере территории и в наложенных впадинах она перекрыта более молодыми отложениями, а на юге развит архей-раннепротерозойский криогенный водоупорный горизонт. Водоносность пород связана с экзогенной и региональной трещиноватостью обычно до глубин 80–100 м, иногда более, а в зонах тектонических нарушений глубокого залегания открытая трещиноватость установлена до глубины 900–1000 м и более. Наличие гидротерм с температурой до 50 °С (южнее пос. Чульман), вытекающих из некоторых зон обновленных разломов, указывает на возможность наличия обводненных трещин до глубины не менее 2,5–3,0 км.

Данная водоносная зона часто отличается повышенной обводненностью на участках, где ее перекрывают более молодые отложения, – в частности, в Центральном-Алданском районе и местами по северо-восточному борту Чульманской впадины. Здесь она образует единую обводненную систему с перекрывающим ее водоносным комплексом более молодых образований. Мощность погребенной зоны выветривания – до 30–40 м. Наиболее обводнена эта зона близ контактов, часто тектонических. Скважинами вскрываются подземные воды с удельными дебитами от 0,2 до 0,5 л/с и более. Иногда у них наблюдается самоизлив с дебитами до 5 л/с.

Воды зоны открытой трещиноватости в основном ультрапресные и пресные гидрокарбонатные кальциевые и натриевые.

Архей-раннепротерозойская и мезозойская водоупорные криогенные зоны трещиноватости. Мезозойская водоупорная криогенная зона трещиноватости представлена главным образом замороженными малыми интрузиями гранодиоритов, распространенных в пределах более крупных массивов архейских гранитов на юге листа, и на схеме не показана. Развиты водоупоры в основном на юге и юго-западе территории листа. Мощность мерзлой зоны достигает 300–500 м. Мощность сезонно-талого слоя с надмерзлотными водами обычно не превышает первых десятков сантиметров, а дебиты источников характеризуются долями литров в секунду. Подмерзлотные воды приурочены главным образом к зонам трещиноватости – преимущественно на участках, где мощность мерзлоты не превышает 100 м. Глубоко замороженные породы не содержат подмерзлотных вод в жидкой фазе, за исключением редких сквозных таликов, приуроченных к молодым или обновленным разломам. Разгрузка подмерзлотных вод осуществляется по сквозным таликам вдоль русел рек и фиксируется источниками, иногда образующими крупные наледи объемом до 3–4 млн м³, и крупнодебитными субкавальными источниками в местах пересечения долин рек Чара, Олёкма, Алдана, Тимптон и др. с обводненными тектоническими нарушениями. Дебиты источников подмерзлотных вод на таких участках достигают нескольких десятков литров в секунду. Удельные дебиты скважин, вскрывающих подмерзлотные воды, на ряде рудных месторождений района Центрального Алдана находятся в пределах от 0,001 до 0,5 л/с. Глубина их вскрытия – десятки метров и более.

Надмерзлотные воды обычно характеризуются низкой минерализацией (от 0,02 до 0,05 г/кг) при однообразном гидрокарбонатном смешанном по катио-

нам составе. Подмерзлотные воды более минерализованы и разнообразны по составу, который в общем случае с глубиной меняется от гидрокарбонатно-кальциевого через сульфатный кальциевый до хлоридно-сульфатного натриево-кальциевого и хлоридного натриевого [59]. На глубинах, соответствующих региональному базису дренирования, минерализация подземных вод достигает 1–3 г/кг, а на смежной с востока территории в Эльконском горсте на глубине 897,2 м вскрыты хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией 11,7 г/кг.

Для целей водоснабжения в данной водоносной зоне в первую очередь представляют интерес подмерзлотные воды зон выветривания тектонически нарушенных архейских пород и воды погребенной зоны выветривания, обладающие значительными запасами и хорошим качеством.

К **линейным гидрогеологическим подразделениям** относятся водопроницаемые зоны разрывных нарушений, содержащие подземные воды трещинно-жильного и жильного типа. Они фиксируются источниками подземных вод, часто с повышенной минерализацией и температурой. Наиболее известные из них (Тимптонские, Юхтинские, Олёкминские, Тунгурчаканские, Нахотские и др.) упомянуты ниже. Их положение показано на схеме, как и водоносные зоны разломов.

Трещинно-жильные воды глубоких тектонических нарушений лишь ограниченно пригодны для водоснабжения ввиду их нередко повышенной солености; температура их часто от 15–18 до 51 °С. Воды используются как термальные и минеральные лечебные. На Олёкминских термальных источниках (51 °С) организована турбаза «Тунгурча». Нахотские источники в долине руч. Мал. Нахот (в 18 км к юго-востоку от пос. Чульман) имеют температуру воды 17 °С. В пробуренной вблизи источников скв. 7-ГН температура воды на устье – 33 °С. Вода поступает с глубины 1160–1764 м из интрузивных и метаморфических пород архея с дебитом 50,5 л/с. Статический уровень воды +25 м. Здесь действует база отдыха.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Специальные эколого-геологические исследования на площади листа проводились весьма ограниченно и сводились к эколого-геохимической оценке территории в рамках работ по созданию предварительной геохимической оценки листа [119]. Основные сведения об эколого-геологической обстановке получены при обобщении данных различных геологических, геоморфологических карт и схем, в т. ч. материалов по зоне освоения вдоль трассы БАМ [17] и Карты экзогенных геологических процессов России масштаба 1 : 2 500 000 (ред. А. И. Щеко, 2001 г.).

Рассматриваемая территория располагается в довольно сложных геодинамических и геолого-тектонических условиях сочленения Сибирской платформы и Алдано-Станового щита. Основным природным фактором, влияющим на эколого-геологические условия территории, является повсеместное в пределах листа распространение зоны сплошной и прерывистой многолетней мерзлоты мощностью в несколько сот метров. Сезонное промерзание и протаивание пород при этом оказывает значительное влияние на их состояние и проявление различных экзогенных геологических процессов (ЭГП), в том числе солифлюкции, курумообразования, криогенного растрескивания. Глубина сезонного промерзания-протаивания составляет 0,5–1,5 м, достигая местами 6 м. Величина данной характеристики определяется экспозицией поверхности земли, составом и степенью дренированности слагающих пород, задернованностью и заболоченностью территории. На водоразделах многолетняя мерзлота часто отсутствует, а в долинах рек и на северных склонах достигает мощности 100 м и более.

Рельеф рассматриваемой территории преимущественно плоскогорный с широкими водоразделами, расчлененный глубокими узкими врезами речных долин. На отдельных участках долины рек плоскодонные широкие, покрыты меандрами и старицами. Плоские водоразделы, сложенные преимущественно скальными породами, в условиях сурового климата с отрицательными среднесуточными температурами воздуха и развитием многолетней мерзлоты обеспечивают слабую денудацию пород. Элювиально-делювиальные образования развиты на водораздельных пространствах. На склонах водоразделов развит рельеф эрозионно-аккумулятивного типа. Маломощный аллювий накапливается в речных долинах и переносится в область аккумуляции. Озерно-болотный рельеф развит весьма ограниченно на юго-востоке территории, где формирует плоскую равнину. Особенности эколого-геологических

условий территории отражены на эколого-геологической схеме (граф. прил. 4, лист 2). Здесь выделяются морфоструктурные области денудационного, аккумулятивного и транзитного типов.

Денудационный тип. Территория северной части листа Приленское плато, а также в его центре (Чульманское плато) в морфоструктурном отношении представляет собой плато, образованные пологозалегающими терригенно-карбонатными породами рифея, венда–кембрия и юрскими терригенными породами. Поверхности плато сильно и умеренно расчленены гидрографической сетью и достигают высоты от 500–700 м на Приленском до 900 м и более на Чульманском плато. Водоразделы возвышаются над уровнем крупных рек (Олёкма, Алдан, Тимптон и др.) на 100–300 м, на них господствует озерно-увалистый ландшафт с невысокими увалами и обширными болотами и озерными котловинами. Данная территория находится в таежной зоне. Преобладает лиственничная тайга. Почвы подзолистые дерново-карбонатные. Среди ЭГП в пределах Приленского плато преобладает поверхностный карст, на Чульманском – суффозия. Пораженность ЭГП средняя (3–25 %).

Южнее над Приленским плато воздымается уступом Алданское нагорье – плоскогорье, образованное на породах кристаллического фундамента. Средние высоты составляют от 700 до 1000 м. Оно сильно расчленено, имеются многочисленные разобщенные гольцы и горные группы с абс. отм. 1500–1700 м. Поверхности междуречий сглаженные пологоувалистые, над ними возвышаются отдельные вершины. Преобладают мягкие округленные формы возвышенностей с куполовидными массивными вершинами гольцов, часто сплошь покрытыми каменными россыпями. Наблюдаются широкие плоские котловины широтного простирания, где реки имеют спокойное извилистое русло. Речные долины часто слабо врезаны, имеют плоские заболоченные днища. В ряде мест реки приобретают бурный порожистый характер. Территория входит в зону таежных лесов и горной тундры. На склонах и междуречьях господствуют хвойные леса, на возвышенных водоразделах – кедровник и мохово-лишайниковая растительность. Почвы соответственно горные мерзлотно-таежные и кислые неподзолистые в сочетании с горно-подзолистыми. Горные водораздельные поверхности покрыты горно-тундровыми гольцово-дерновыми почвами, включая каменистые россыпи. Среди ЭГП преобладают курумы, осыпи, суффозия, пораженность ими средняя (3–25 %).

Южную и юго-западную части листа занимают средние горы Станового хребта, образованные кристаллическими породами фундамента. Горы имеют преимущественно массивные сглаженные очертания. Водоразделы местами гребневидные. Склоны крутые и средней крутизны. На отдельных участках развиты древнеледниковые формы рельефа. В гольцовой зоне склоны покрыты курумами, осложнены денудационными останцами. Абсолютные отметки поверхности достигают 2500 м. Территория входит в зону горной тундры и горно-таежных лесов. К горным районам приурочены следующие типы и подтипы горных почв: примитивные каменисто-щебнистые на элювиоделювии плотных пород; подбуры тундровые, таежные и сухоторфянистые на каменисто-мелкоземистых почвообразующих силикатных породах; тундровые и подзолистые иллювиально-гумусовые на песчано-супесчаных почво-

образующих силикатных породах. Среди ЭГП преобладают курумы, осыпи, солифлюкция. Пораженность ЭГП средняя, реже сильная (3–25 % и более).

Аккумулятивный тип. Область аккумуляции материала развита главным образом в пределах днищ речных долин в надпойменных террасах, представленных ниже-среднечетвертичными аллювиальными и позднечетвертичными озерно-аллювиальными образованиями. Их поверхность представляет собой плоскую и всхолмленную равнину, покрытую лиственничным редколесьем и сфагновыми болотами. Почвы торфяные, дерново-болотные глеевые, местами подзолистые сильно гумусированные. Экзогенные геологические процессы связаны с мерзлотными явлениями: солифлюкция, бугры пучения, а также заболоченность; пораженность ими средняя (3–25 %).

Транзитный тип. Транзит материала в регионе связан главным образом с поймами крупных рек, где развит современный аллювий. Рельеф поверхности плоской низменной равнины покрыт еловым и лиственничным редколесьем. Широко развиты кустарники, сфагновые болота. Почвы в основном торфяно-глеевые, местами подзолы. Среди ЭГП преобладают солифлюкция, бугры пучения, заболоченность; пораженность ими слабая (менее 3 %).

Геохимические характеристики территории изучены при подготовке опережающей геохимической основы листа [119].

На большей части листа, занятой природными тундровыми и таежными ландшафтами, освоенными по лесохозяйственному типу в комплексе с оленеводческим типом, наблюдается удовлетворительное эколого-геохимическое состояние. Техногенное воздействие отсутствует или выражено слабо.

Неудовлетворительное экологическое состояние отмечено приблизительно на 18 % площади листа. Всего в пределах листа выделены 16 зон неудовлетворительного эколого-геохимического состояния.

Основой объединения территорий в районы с определенной экологической обстановкой послужили сведения об уровне загрязнения почв (горизонт A_1), донных отложений и водных мхов.

Значительный объем загрязнения компонентов природной геологической среды (ПГС) связан с наиболее опасными техногенными источниками загрязнения – территориями горной добычи. В силу горнорудного характера рассматриваемой территории и расположения техногенных источников загрязнения в пределах их природных аналогов (известных и прогнозируемых рудных районов) образование этих зон загрязнения обусловлено совместным геохимическим воздействием техногенных и рудогенных факторов.

Техногенными факторами, действующими на компоненты ПГС, являются дымовые выбросы предприятий, сточные воды горноперерабатывающих и горнодобывающих производств, хозяйственно-бытовые стоки городов и поселков, загрязнение в ходе горных и геологоразведочных работ.

Общим для всех этих зон является следующее: устойчивый характер загрязнения; средние уровни загрязнения, выявленные в основном в почвах и водных мхах; расположение зон в пределах ландшафтов низких гор и денудационных равнин; приуроченность зон к территориям активного хозяйственного освоения – горнодобывающим в сочетании с геологоразведочными; соответствие состава элементов-загрязнителей геохимической специали-

зации выбросов источников загрязнения; нахождение зон у восточной границы листа.

Основным элементом-загрязнителем донных отложений, выявленным по всем зонам загрязнения, является элемент 1-го класса опасности Hg (Кс меняется от 6 до 101). В почвах в высоких концентрациях присутствуют элементы 1-го класса опасности Hg (Кс = 26) и As (Кс = 28). В водных мхах в аномальных концентрациях находятся Cr, V, Mn, Cd, Mo, Pb, Cu, Ni. Интенсивность загрязнения компонентов ландшафта меняется от низкой до высокой: Zc – от 10 до 272.

Участок чрезвычайного экологического состояния с высоким уровнем загрязнения водных мхов р. Алдан приурочен к Чомполо-Алданскому флогопит-кварцево-хрусталоносному рудному району, где выявлено более десятка средних и крупных месторождений горного хрусталя. Большинство месторождений отработано. Водные мхи интенсивно загрязнены Cr, V, Mn, Ni, Pb, Mo, Co, Cu (коэффициенты концентрации Кс – от 2 до 23), Zc = 41.

Участок напряженного эколого-геохимического состояния территории приурочен к Куранахскому золоторудному узлу, где известны крупные и средние месторождения коренного и россыпного золота. Многие коренные и, особенно, россыпные месторождения отработаны, другие находятся в эксплуатации и в настоящее время. Почвы загрязнены Hg (Кс = 7), В и As (Кс = 2). Основные элементы-загрязнители водных мхов – Mn и Mo (Кс = 3), Cd, Pb и As (Кс = 2).

Участок напряженного, критического и чрезвычайного эколого-геохимического состояния с низким, средним и высоким уровнем загрязнения почв, донных отложений и водных мхов приурочен к Лебединскому золоторудному и Эльконскому молибдено-золото-урановорудному узлам с месторождениями коренного и россыпного золота, отработанными и находящимися в эксплуатации в настоящее время. В пределах зоны загрязнения находится город Алдан – центр горнопромышленного района добычи золота и слюды в Южной Якутии. Зона загрязнения выделена по повышенному содержанию Pb и Ni (Кс = 3), Mo, Cu, W (Кс = 2) в донных отложениях (Zc = 8); Pb (Кс = 10), Cr (Кс = 6), V (Кс = 4) и Cu (Кс = 3) в водных мхах (Zc = 20); Mn, B, Zn, Ba, Co, Cr, Mo, V, As, Ni, W, Cu, Pb в почвах (Zc = 43). Коэффициенты концентрации токсичных элементов в почве колеблются от 2 до 39.

Участок напряженного эколого-геохимического состояния, оконтуренный по низкому уровню загрязнения донных отложений (Zc = 10) и водных мхов (Zc = 8), связан с добычей вблизи города Нерюнгри каменного угля и функционированием здесь же Нерюнгринской ГРЭС и обогатительной фабрики по производству концентрата коксующегося угля. Нерюнгринское месторождение в настоящее время разрабатывается открытым способом. Основные токсичные элементы-загрязнители: донных отложений – Cr (Кс = 4), Ba и Pb (Кс = 3), Co и Mn (Кс = 2); водных мхов – Cd (Кс = 3), Mn, Mo и B (Кс = 2).

Положение перечисленных и ряда других участков выявленного геохимического загрязнения территории листа приведено на схеме (граф. прил. 4, лист 2).

Наибольшего внимания к себе требуют территории критического и чрезвычайного эколого-геохимического состояния. В их пределах необходимо проведение более детальных эколого-геохимических работ.

Эндогенные геологические процессы. Основным процессом данного типа, определяющим эколого-геологическую обстановку в пределах территории листа, является сейсмическая активность. На юге листа в пределах Станового хребта зафиксирован ряд землетрясений силой 9 баллов (Олёкминские 1958 и 1967 гг. и др.). В результате этих землетрясений образовались трещины до 4 м шириной и другие деформации поверхности земли. Землетрясения в хр. Становой приводят к активизации сейсмичности асейсмичной в обычное время Сибирской платформы до 6–7 баллов. Зона сильных землетрясений, способных достигать 10 баллов и более, располагается на юго-западе листа. Зона 9-балльной сейсмоактивности охватывает практически весь Становой хребет, а зона 8-балльных землетрясений – южную часть Алданского плоскогорья.

Геологические опасности. Краткая характеристика эколого-геологической обстановки исследованной территории позволяет предполагать здесь довольно сложную ситуацию (граф. прил. 4, лист 2). Этот вывод основывается на особенностях геологического строения территории, где в платформенных и активизированных условиях на поверхность выходят главным образом коренные кристаллические и карбонатные, реже вулканогенные породы. Породы на больших пространствах на значительную глубину полностью промерзены. Основное эколого-геологическое воздействие на природную среду связано с проявлением эндогенных и в меньшей мере экзогенных геологических процессов (3–25 %, редко более). Существенную роль здесь играет техногенез, с которым связано геохимическое загрязнение ПГС. Северная половина листа, где преобладают природные комплексы, слабо затронутые техногенезом, характеризуется удовлетворительной эколого-геологической обстановкой. Лишь в районах с наличием горнодобывающих техногенных комплексов, ориентированных на уголь, кварц и золото, выявлена напряженная и кризисная обстановка. Кризисная обстановка также фиксируется в сейсмоактивных зонах, характеризующихся землетрясениями интенсивностью 9 баллов и более. Местами данная обстановка осложняется присутствием горнодобывающих техногенных комплексов с аномальным геохимическим загрязнением ПГС, а также селитренной нагрузкой. Зона 8-балльной сейсмоактивности характеризуется напряженной эколого-геологической обстановкой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Территория листа О-51 является одной из самых сложных по геологическому строению в Сибирском регионе. Располагаясь на стыке Сибирской платформы и Центрально-Азиатского складчатого пояса, она отличается длительной историей геологического развития, обусловившей широчайший набор разновозрастных и разнообразных по составу метаморфических, осадочных и магматических формаций.

Со времени составления ГК-1000/2 на площади проведены работы по ГДП-200 на шести листах, по ГМК-200 – на четырех, поисковые, поисково-оценочные и разведочные работы (в основном на золото). Полученные материалы позволили переинтерпретировать имеющиеся данные и предложить новые решения некоторых геологических проблем района.

Значительно полнее охарактеризовано геологическое строение района в соответствии с уточненной схемой структурно-формационного районирования.

В соответствии с Актуализированной Алдано-Забайкальской серийной легендой упорядочено расчленение интрузивных образований от архея до мезозоя и внесены многочисленные дополнения и изменения в нее.

Впервые за последние годы составлена карта четвертичных образований в Сибирско-Дальневосточном регионе, отразившая современный взгляд на структуру, условия формирования и стратиграфию четвертичных отложений. Она составлена с учетом новой Унифицированной стратиграфической схемы Средней Сибири (2010 г.) с едиными для всех СФЗ данного листа корреляционными горизонтами; с новой пониженной границей четвертичной системы на 2,6 млн лет (на КЧО О-(50),51 эта граница проводилась на 0,7 млн лет). При составлении карты учитывалось широкое развитие на листе сплошной, прерывистой и островной многолетней мерзлоты, и поэтому получил широкое распространение криогенный десерпций, участвовавший в строении практически всех склоновых образований в качестве основного генетического типа.

Методологической основой работы явилось создание карты уклонов поверхности рельефа, построенной по данным радарной топографической съемки (Shuttle radar topographic mission – SRTM) и многоканальных снимков дистанционной основы (ДО), дающей наглядное представление о рельефе с различной крутизной склона от 0 до 60°.

Впервые на территорию составлены геоморфологическая и эколого-геологическая схемы в масштабе 1 : 2 500 000.

На карте полезных ископаемых показаны все месторождения и проявления полезных ископаемых, наиболее важные шлиховые и литохимические ореолы рассеяния. Составлены базы данных: полезных ископаемых, радиологических определений возраста пород и подсчитанных ресурсов рудных районов и узлов.

В тексте объяснительной записки охарактеризованы наиболее интересные месторождения и проявления золота, цветных металлов, железа, каменного угля и других полезных ископаемых, определяющих экономический потенциал региона.

Дана характеристика состояния минерально-сырьевой базы региона по драгоценным, цветным и редким металлам. Выделены ведущие рудно-формационные и генетические типы месторождений, эпохи рудообразования, приведены качественные оценки ресурсного потенциала.

Переоценены известные рудные узлы, районы, минерагенические зоны на основе нового минерагенического районирования. Подсчитан минерагенический потенциал с учетом геологических и минерагенических факторов, проведены количественная и геолого-экономическая оценки ресурсного потенциала по состоянию на 1.01.2013 г.

Создана схема минерагенического районирования и прогнозируемых месторождений полезных ископаемых, на которую вынесены проявления и малые месторождения с ресурсам, не учтенными Государственным кадастром балансов запасов, на основе которых прогнозируются объекты более высокого ранга. Список прогнозируемых объектов приведен в прил. 7.

Внесены предложения и рекомендации по проведению геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 и поисковых – масштаба 1 : 50 000, выделены прогнозируемые рудные узлы, оценка которых может привести к расширению сырьевой базы региона.

Рекомендуется провести ГДП-200 (листы О-51-XXXII–XXXVI) для решения основных геологических задач по уточнению возраста, формационной принадлежности и соотношения интрузивов олёкмо-станового комплекса, с которыми связаны основные проявления благороднометалльного оруденения. Кроме того, планируется в рамках ГДП изучение геологического строения и положения в региональных структурах других потенциально рудоносных разновозрастных магматических комплексов, а также разработка рекомендаций по проведению дальнейших поисковых работ на локализованных участках.

В пределах центральной части листов О-51-XXXV, -XXXVI предлагается постановка детальных поисковых работ первой очереди на коренное золото в восточной части Иенгра-Тимптонского потенциального рудного узла на территории Усть-Шатровско-Дыгдылинской перспективной площади. Суммарные ресурсы коренного золота категории Р₃ для этого узла, оцененные в 148 т, апробированы в паспорте.

На перспективной площади вероятно выявление промышленных комплексных золото-редкометалльных руд «бамского» типа, связанных с дайками гранитоидов мезозойского возраста. Это подтверждается на примере Бамского месторождения, являющегося эталонным объектом региона. Рудные тела парагенетически связаны с мезозойскими интрузиями граносиенит-

порфиоров и представлены в виде штокверков (мощностью до 35 м и протяженностью до 1000 м) карбонат-кварцевого состава с вкрапленностью сульфидов. Содержание золота – до 153,9 г/т (среднее – 3,9 г/т), серебра – до 403 г/т (среднее – 15,3 г/т). Госбалансом на 1.01.2005 г. учтены запасы золота категорий $C_1 + C_2$ для открытой карьерной добычи в количестве 14 163 кг, серебра – 53,6 т.

Рекомендуется провести ГДП-200 (листы О-51-ХІХ, -ХХV) для решения геологических задач по уточнению возраста и вещественного состава мезозойских интрузивных комплексов – в том числе тех, с которыми связаны основные перспективы обнаружения золотого оруденения в пределах изучаемой площади. Также предлагается локализовать участки на обнаружение золотого оруденения в пределах наиболее перспективных структур (крутопадающие зоны повышенной проницаемости, складчатые образования и флексуры в черносланцевых толщах, субгоризонтальные зоны минерализации в терригенных породах, зоны региональных структурно-стратиграфических несогласий) и разработать рекомендации по проведению дальнейших поисковых работ.

Рекомендуется провести ГДП-200 (листы О-51-ІХ, -Х, -ХV, -ХVІ) для решения основных геологических задач по уточнению возраста и вещественного состава щелочных мезозойских интрузивных комплексов, с которыми парагенетически связано формирование золотого оруденения в пределах изучаемой площади. Предложено локализовать участки на обнаружение золотого оруденения в пределах наиболее перспективных структур (рудные зоны залежного «лебединского» типа, «слепые» и выходящие на поверхность в субгоризонтальных разрывных структурах, согласных со слоистостью платформенного чехла; рудные зоны в крутозалегающих трещинных структурах, секущих платформенный чехол, фундамент и интрузивные тела мезозоя – типы «лебединский», «гора Рудная»).

В пределах центральной части листов О-51-ІХ, -Х на территории Верхнеамгинского потенциального золоторудного района рекомендуется постановка детальных поисковых работ первой очереди на Балаганахской и Ийкээнско-Верхнехойской перспективных площадях для выявления коренной золотонности «курунахского» типа.

«Куранахский» тип (Верхне-Оларбахское проявление) в пределах района связан с процессами окварцевания, сульфидизации, гематитизации, кальцитизации и гумбеитизации. Золотоносная сульфидизация прожилково-вкрапленная, с гнездами 1–1,5 см в поперечнике. Сульфидизированные доломиты содержат золота 0,1–1,0 г/т, серебра – 131,8 г/т. Другие разновидности минерализации содержат: гематитизированные гумбеиты – 0,1–0,8 г/т золота; пиритизированные осадочные брекчии – 0,3–0,5 г/т золота, 11,2–27,4 г/т серебра; гематитизированные брекчии карбонатных пород с гумбеитовым цементом – 146 г/т серебра; брекчированные джаспероиды – до 4,6 г/т золота; брекчированные песчаники в базальном слое юры – 2,9 г/т золота и 1,4 г/т серебра.

Остается спорным ряд вопросов геологии региона, требующий специальных исследований.

По-прежнему недостаточно обоснован возраст метаморфических, ультраметаморфических, метасоматических и интрузивных комплексов докембрия Алдано-Станового щита – имеющиеся датировки современными методами, признаваемые надежными, единичны.

Недостаточно изучены и отражены на геологической карте морфология, внутреннее строение и фазовый состав магматических тел многих плутонических комплексов: алданского, тобукского, тындинско-бакаранского, тукурингрского, позднестанового, тиитского, бурпалинского, самокитского.

В целом проведенные работы по созданию комплекта Госгеолкарты-1000/3 позволили предложить решения геологических проблем, обеспечивающие расширение минерально-сырьевого потенциала территории листа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Анисимова И. В.* Возраст и геодинамические обстановки формирования зеленокаменных поясов западной части Алданского щита. Автореф. канд. дисс. – СПб., 2007. 21 с.
2. *Абрамов В. А., Рыжкова В. М., Орлова М. П.* Глубинное строение и мезозойский магматизм Алданской провинции // Региональная геология и металлогения, 2000, № 12. С. 57–68.
3. *Баранова Ю. П.* Стратиграфия континентальных отложений палеогена и неогена Северо-Востока СССР // Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1977, т. 8. С. 38–51.
4. *Бельтенева Е. Б., Корнутова Е. И.* Кайнозой региона БАМ: геологическая карта региона БАМ. Объяснительная записка к карте масштаба 1 : 500 000. – Л.: ВСЕГЕИ, 1979. 216 с.
5. *Билибин Ю. А.* Послеюрские интрузии Алданского района. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1941. 161 с.
6. *Билибина Т. В., Дашкова А. Д., Донаков В. И. и др.* Геологические формации и металлогения Алданского щита. – Л.: Недра, 1976. 338 с.
7. *Билибин Ю. А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. – М.: Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
8. *Бойцов В. Е., Верчеба А. А., Пилипенко Г. Н., Жданов А. В.* Металлогеническое районирование Центрально-Алданского рудного района Республики Саха (Якутия) // Изв. вузов. Геология и разведка, 2010, № 5.
9. *Бойцов В. Е., Пилипенко Г. Н., Солодов Н. А.* Месторождения благородных, радиоактивных и редких металлов / Под ред. Л. В. Оганесяна. – М.: НИИ-ПРИРОДА, 1999. 220 с.
10. *Бучко И. В., Сальникова Е. Б., Котов А. Б., Сорокин А. П., Ларин А. М., Великославинский С. Д., Яковлева С. З., Плоткина Ю. В.* Возраст и тектоническое положение Хорогочинского габбро-анортозитового массива (Джугджуро-Становой супертеррейн) // ДАН РФ, 2008, т. 423, № 2. С. 238–242.
11. *Великославинский С. Д.* Метабазальтиты высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия Алдано-Станового щита: петрогеохимическая характеристика и геологотектоническая интерпретация. Автореф. докт. дисс. – СПб., 1998.
12. *Великославинский С. Д., Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Ковач В. П., Глебовицкий В. А., Загорная Н. Ю., Яковлева С. З., Толмачева Е. В., Анисимова И. В., Федосеевко А. М.* Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи (Алданский щит) // Петрология, 2006, т. 14, № 1. С. 25–43.
13. *Вельмина Н. А., Узембло В. В.* Гидрогеология центральной части Южной Якутии. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1959. 180 с.
14. *Ветлужских В. Г., Казанский В. И., Кочетков А. Я., Яновский В. М.* Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геология рудных месторождений, 2002, т. 44, № 1. С. 467–500.

15. Геологическая карта зоны БАМ. Масштаб 1:500 000. Лист О-51-Г / Сост. В. А. Кудрявцев, Е. П. Максимов, Л. М. Реутов и др., ред. И. М. Фрумкин. – Л.: Ленкарт-фабрика, 1979.

16. Геологическая карта зоны БАМ. Масштаб 1:500 000. Лист О-51-В / Сост. Г. В. Бирюлькин, В. А. Кудрявцев, Л. М. Реутов и др., ред. Г. В. Бирюлькин. – Л.: Ленкартфабрика, 1979.

17. Геология зоны БАМ. Т. 2. Гидрогеология и инженерная геология. – Л.: Недра, 1988. 447 с.

18. Геология Якутской АССР. – М.: Недра, 1981. 300 с.

19. Гидрогеология СССР. Т. XX. Якутская АССР. – М.: Недра, 1970. 384 с.

20. Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Судовиков Н. Г. Диафторез в зоне обрамления Алданского щита // Геология докембрия. Международный геологический конгресс, XXII сессия, проблема 10. – М.: Недра, 1964. С. 260–269.

21. Глебовицкий В. А., Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Ларин А. М., Великославинский С. Д. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника, 2009, № 4. С. 3–15.

22. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000, новая серия, лист О-(50),51 (Алдан). Объяснительная записка / Отв. ред. Е. П. Миронюк. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 428 с.

23. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Лист О-50 – Бодайбо. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2006. 495 с.

24. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Лист N-51, (M-51) – Сковородино. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. 345 с.

25. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. (Изд. 2-е.) Серия Удоканская, лист О-50-XXXVI. Объяснительная записка / Сост. И. А. Томбасов, В. С. Свергунов, С. А. Дроздов и др. – М.–СПб., 1999.

26. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Алданская, лист О-51-ХII. Объяснительная записка / Сост. К. А. Воробьев, А. В. Курбатов, ред. В. В. Карелин. – СПб., 2000.

27. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. (Изд. 2-е.) Лист О-51-ХVIII. Объяснительная записка / Сост. К. А. Воробьев, Г. А. Шумбасова, ред. Е. П. Максимов, Е. Б. Хотина. – СПб., 2001.

28. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. (Изд. 2-е.) Лист О-51-ХХVII. Объяснительная записка / Сост. Е. А. Кардаш, Ред. А. М. Сафонов, 2002 (авторский вариант).

29. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (Изд. 2-е.). Лист О-51-ХХVIII. Объяснительная записка / Сост. Е. А. Кардаш, ред. А. М. Сафонов, 2002 (авторский вариант).

30. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (Изд. 2-е.). Серия Алданская, лист О-52-VII (Томмот). Объяснительная записка / Сост. Д. В. Утробин, В. И. Шевченко, К. А. Воробьев, Г. А. Шумбасова, ред. Д. В. Утробин, Е. Б. Хотина. – СПб., 2002.

31. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (Изд. 2-е.). Серия Алданская, лист О-52-ХIII (Ыллымах). Объяснительная записка / Сост. Д. В. Утробин, К. А. Воробьев, Е. Б. Хотина, Г. А. Шумбасова, ред. Д. В. Утробин. – СПб., 2002.

32. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист О-51 – Алдан. Объяснительная записка / Сост. Ю. К. Дзевановский, ред. В. И. Серпухов. – М.: ВСЕГЕИ, 1959. 42 с.

33. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алданская, лист О-51-XIV. Объяснительная записка / Сост. Л. Н. Малков, И. М. Фрумкин, ред. Л. И. Леутов. – М.: Союзгеолфонд, 1980. 84 с.

34. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алданская, лист О-51-ХV. Объяснительная записка / Сост. Л. Н. Малков, И. М. Фрумкин, ред. Л. И. Леутов. – М.: Союзгеолфонд, 1981. 96 с.
35. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алданская, лист О-51-ХVI. Объяснительная записка / Сост. М. В. Сухинин, ред. И. Д. Ворона. – М.: Госгеолтехиздат, 1964. 76 с.
36. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алданская, лист О-51-ХХII. Объяснительная записка / Сост. Л. М. Минкин, ред. Г. Ю. Лагздина. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. 92 с.
37. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист О-51-ХХIII. Объяснительная записка / Сост. И. Д. Ворона, Л. М. Реутов, ред. Ю. К. Дзевановский. – М., 1963. 100 с.
38. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алданская, лист О-51-ХХIV. Объяснительная записка / Сост. И. Д. Ворона, Л. М. Реутов, ред. Ю. К. Дзевановский. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. 102 с.
39. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алданская, лист О-51-ХХХ. Объяснительная записка / Сост. Н. С. Телега, ред. Г. Ю. Лагздина. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. 80 с.
40. *Гурьев К. Н.* Якутский Клондайк – Золотой Алдан // «Илин», 2005, № 2 (43). URL: <http://ilin-yakutsk.narod.ru/2005-2/48.htm> (дата обращения 19.03.2014 г.).
41. *Дзевановский Ю. К.* Геологическое строение Южной Якутии в свете новых данных // Мат-лы ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 7. – М.–Л., 1946. С. 28–36.
42. *Дзевановский Ю. К., Миронюк Е. П., Магнушевский Э. Л. и др.* Основные вопросы стратиграфии досиния Алдано-Станового кристаллического массива // Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1968, т. 143.
43. Докембрийская геология СССР. – Л.: Наука, 1988. 440 с.
44. Древнейшие породы Алдано-Станового щита // Путеводитель Международной геологической экскурсии Проекта МПГК № 280 «Древнейшие породы Земли». Репринт. – Л., 1989. 260 с.
45. *Другова Г. М., Климов Л. В., Крылова М. Д. и др.* Геология докембрия Алданского горнопромышленного района // Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1959, вып. 8.
46. *Другова Г. М., Неллов А. Н.* Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта // Геология и петрология докембрия. Тр. лаборатории докембрия, 1960, вып. 11. С. 142–216.
47. *Дук В. Л., Салье М. Е., Байкова В. С.* Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. – Л.: Наука, 1975. 226 с.
48. *Еникеев Ф. И., Потемкина В. И., Старышко В. Е.* Стратиграфия и эволюция климата и растительности позднего кайнозоя Северного Забайкалья. – Новосибирск: ГЕО, 2013. 131 с.
49. *Желинский В. М.* Формирование угленосных отложений и метаморфизм углей Южной Якутии. Автореф. докт. дисс. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1982. 33 с.
50. *Зеленов К. К.* Литология нижнекембрийских отложений северного склона Алданского щита. – М.: Изд-во АН СССР, 1957. 124 с.
51. *Ибрагимова Э. К., Радьков А. В., Молчанов А. В., Шатов В. В., Лепехина Е. Н. и др.* Результаты U-Pb (SHRIMP-II) датирования цирконов из дунитов массива Инагли (Алданский щит) и проблема генезиса концентрически-зональных комплексов // Региональная геология и металлогения, 2015, № 62.
52. *Имаева Л. П., Козьмин Б. М., Имаев В. С.* Активизация современных сейсмотектонических процессов на западе Олекмо-Становой сейсмической зоны // Отечественная геология, 2014. № 1. С. 48–54.
53. Карта полезных ископаемых. О-(50),51 – Алдан / Сост. Г. Ю. Лагздина, В. Р. Армашова, В. М. Борисов и др., ред. В. Г. Тарасова, В. М. Терентьев. – Л.: ВСЕГЕИ, 1975.
54. *Казанский В. И., Крупеников В. А., Розанов Ю. А.* Условия локализации мезозойских золотоносных метасоматитов в кристаллическом фундаменте Центрально-Алданского района // Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 6. С. 5–16.

55. *Казанский В. И.* Уникальный Центральнo-Алданский золото-урановый рудный район (Россия) // Геология рудных месторождений, 2004, т. 46, № 3. С. 195–211.
56. *Казанский В. И., Максимов Е. П.* Геологическая позиция и история формирования Эльконского урановорудного района (Алданский щит, Россия) // Геология рудных месторождений, 2000, т. 42, № 4. С. 212–230.
57. *Казаринов А. И.* Закономерности размещения главных типов золотого оруденения в Алданском районе и принципы их перспективной оценки // Тр. ЦНИГРИ, Геология и методы изучения некоторых золоторудных провинций и месторождений золота. Вып. 68. – М., 1967. С. 5–54.
58. *Карелин В. В., Гусев В. Н., Поляков Н. П.* История геологического изучения Южной Якутии // 50 лет геологической службы Республики Саха (Якутия). – М., 2007.
59. *Климов Г. И.* О вертикальной гидрогеохимической зональности в кристаллических породах Алданского щита // Геокриологические и гидрогеологические исследования Сибири. – Якутск, 1972. С. 135–158.
60. *Ковач В. П., Велюклавинский С. Д., Котов А. Б., Сальникова Е. Б.* Sm-Nd изотопная систематика кислых метавулканитов федоровской толщи Алданского щита (район среднего течения р. Тимптон) // ДАН РФ, 1995, т. 335, № 3. С. 357–361.
61. *Ковач В. П., Котов А. Б., Березкин В. И. и др.* Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита: Sm-Nd изотопные данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999, т. 7, № 1. С. 3–17.
62. *Ковач В. П., Котов А. Б., Сальникова Е. Б. и др.* Sm-Nd изотопная систематика высокоглиноземистых супракрустальных комплексов Алданского щита... // Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование. Тез. докл. – СПб., 1995. С. 31.
63. *Кононова В. А., Богатииков О. А., Первов В. А. и др.* Геохимия и условия формирования калиевых магматических пород Центрального Алдана // Геохимия, 1994, № 7. С. 937–955.
64. *Кононова В. А., Первов В. А. и др.* Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис // Геотектоника, 1995, № 3. С. 35–45.
65. *Котов А. Б., Анисимов И. В., Глебовицкий В. А. и др.* Возрастные рубежи формирования зеленокаменных поясов западной части Алданского щита // ДАН, 2004, т. 398, № 5.
66. *Котов А. Б.* Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. докт. дисс. – СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 78 с.
67. *Ларин А. М., Котов А. Б., Сальникова Е. Б. и др.* Каларский комплекс (Алдано-Становой щит) – древнейший представитель анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной магматической ассоциации // Петрология, 2006, т. 14, № 1. С. 4–24.
68. *Левченко О. А., Морозова И. М., Другова Г. М., Дук В. Л., Левский Л. К.* Уран-свинцовое датирование древнейших образований Алданского щита // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. – М.: Наука, 1987. С. 116–138.
69. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). – СПб., 2010. 196 с.
70. *Миронюк Е. П., Тимащов А. Н., Чухонин А. П. и др.* Хроногеологические исследования фундамента Сибирской платформы // Регион. геология и металлогения, 1996, № 5. С. 98–110.
71. *Неелов А. Н., Глебовицкий В. А., Бушмин С. А. и др.* Метаморфические фации зоны Байкало-Амурской магистрали. – Л.: Наука, 1987.
72. *Неймарк Л. А., Миронюк Е. П., Искандерова А. Д. и др.* Новые данные о возрасте пород и руд Чарского месторождения железистых кварцитов // ДАН СССР, 1980, т. 252, № 2. С. 427–430.
73. *Неймарк Л. А., Искандерова А. Д., Тимащов А. Н. и др.* О возрасте апатит-пироксеновых метасоматитов Ханинского апатитоносного района // Проблемы датирования процессов метаморфизма и метасоматоза. – М., 1985. С. 119–120.

74. Новейшая тектоника Северной Евразии. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000 / Ред. А. Ф. Грачев. – М., 1998. 146 с.
75. *Парфенов Л. М., Кузьмин М. И.* Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
76. *Попов Н. В., Смелов А. П.* Метаморфические формации Алданского щита // Геология и геофизика, 1996, № 1. С. 148–161.
77. Ранний докембрий Южной Якутии / В. А. Дук, В. И. Кицул, А. Ф. Петров и др. – М.: Наука, 1986. 107 с.
78. *Реутов Л. М.* Докембрий Центрального Алдана. – Новосибирск: Наука, 1981. 184 с.
79. *Рожков Ю. Ф., Карпенко А. Д., Голяков П. В., Рожкова О. Ю.* Олекминский заповедник // Заповедники России. Заповедники Сибири. Т. I. – М.: Логата, 1999. С. 162–170.
80. *Сальникова Е. Б., Глебовицкий В. А., Котов А. Б. и др.* Метаморфическая история гранулитов курультинского блока (Алданский щит): результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // ДАН РФ, 2004, т. 298, № 2. С. 239–243.
81. *Сальникова Е. Б., Котов А. Б., Беляцкий Б. В. и др.* U-Pb возраст гранитоидов зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей // Стратиграфия. Геол. корреляция, 1997, т. 5, № 2. С. 3–12.
82. *Сальникова Е. Б., Ларин А. М., Котов А. Б. и др.* Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдано-Становой щит): возраст и тектоническое происхождение // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2004, т. 12, № 3.
83. *Сальникова Е. Б.* Тектоно-магматическая эволюция северного фланга зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей Алданского щита. Автореф. канд. дисс. – СПб., 1993. 16 с.
84. *Смелов А. П., Зедгезинов А. Н., Парфенов Л. М., Тимофеев В. Ф.* Докембрийские террейны Алдано-Станового щита. Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления // Мат-лы II Всероссийского металлогенического совещания. – Иркутск, 1998.
85. *Соломатин Г. Б., Бражников А. С.* История создания минерально-сырьевой базы урана и пути решения вопросов ураноносности Дальнего Востока и Якутии // Разведка и охрана недр. – М.: Недра, 2005.
86. *Стогний В. В., Стогний Г. А.* Тектоническая расслоенность Алдано-Станового геоблока. – Новосибирск: Наука, 1997. 151 с.
87. Стратиграфический кодекс России. Изд. 3-е. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
88. *Судовиков Н. Г., Неелов А. Н.* Геология южного обрамления Алданского щита // Геология докембрия. Международный геологический конгресс, XXII сессия, проблема 10. – М.: Недра, 1964. С. 107–119.
89. *Судовиков Н. Г.* Петрография докембрия Алданского горно-промышленного района // Петрография Восточной Сибири. Т. 2. – М.: Изд-во АН СССР, 1962.
90. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л. М. Парфенов, М. И. Кузьмин. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
91. *Терехов А. В., Молчанов А. В., Шатова Н. В., Белова В. Н.* Два типа рудоносных гумбеитов эльконского золото-уранового узла (Южная Якутия) // Регион. геология и металлогения, 2014, № 60. С. 71–86.
92. *Тимашиков А. Н., Сергеева Э. И., Пресняков С. Л. и др.* Новые данные о возрасте магматических образований Центрально-Алданского района // Региональная геология и металлогения, 2013, № 53. С. 71–81.
93. *Торопыгин С. Б., Янополец О. А., Петрова И. А. и др.* Материалы к Государственной геологической карте РФ масштаба 1 : 200 000 (второе издание) // Отчет о результатах геологического доизучения ранее заснятых площадей масштаба 1 : 200 000 и подготовке к изданию Государственной геологической карты Российской Федерации (новая серия) листов О-51-XXIX и О-51-XXXV. – Пос. Чульман, 2004.

94. *Фотиев С. М.* Подземные воды артезианских бассейнов Южной Якутии // Методика гидрогеологических исследований и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. – М.: Наука, 1966. С. 245–256.
95. *Фотиев С. М.* Подземные воды и мерзлые породы Южно-Якутского угленосного бассейна. – М.: Наука, 1965, 231 с.
96. *Хатылаев М. М.* Возникновение золотопромышленного района в южной части Якутии (1923–1925 гг.) // Якутский архив, вып. 3. – Якутск, 1966. С. 145.
97. *Ходак Ю. А.* Петрографо-минералогическая характеристика нижнекембрийских отложений Алданского района. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. 118 с.
98. *Шатов В. В., Молчанов А. В., Шатова Н. В., Сергеев С. А., Белова В. Н. и др.* Петрография, геохимия и изотопное (U-Pb и Rb-Sr) датирование щелочных магматических пород Рябинового массива (Южная Якутия) // Региональная геология и металлогения, 2012, № 51. С. 62–78.
99. *Шибяев С. В., Петров А. Ф., Козьмин Б. М. и др.* Чоруудинский рой землетрясений 2005 г. и его ошутимые землетрясения // Землетрясения Северной Евразии в 2005 г. – Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 404–418.
100. Эволюция раннекембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона (структура, состав, процессы) / Под ред. Ф. П. Митрофанова. – Л.: Наука, 1987. 309 с.
101. *Эринчек Ю. М., Мильштейн Е. Д., Егоркин А. В. и др.* Строение раздела Мохо территории России и прилегающих акваторий // Модели земной коры и верхней мантии по результатам сейсмопрофилирования. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 241–244.
102. Южная Якутия. Мерзлотно-гидрогеологические условия Алданского горнопромышленного района / Гл. ред. В. А. Кудрявцев. – М.: Изд-во МГУ, 1975. 444 с.
103. *Nemchin A. A.* Evolution of the Aldan Shield, Eastern Siberia // 7th Int. Conf. on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology: Abstr. vol. – Canberra, 1990. P. 70.

Фондовая

104. Актуализированная легенда Становой серии листов Госгеолкарты РФ, масштаб 1 : 200 000 (изд. 2-е) / Сост. Н. Н. Петрук. – Хабаровск: ГПП «Амургеология», 2008.
105. *Билибин Ю. А.* Контуры петрологии и золотоносность Алданского района // Рукопись. – Пос. Незаметный: Трест «Алданзолото», 1936.
106. *Вельмина Н. А., Узембло В. В.* Сводный отчет Алданского мерзлотно-гидрогеологического отряда по работам 1951–1953 гг. – Якутск, 1954.
107. *Ветлужских В. Г., Дик И. П., Николаев С. Н. и др.* Отчет по камеральным ревизионным работам по золоту в Южной Якутии вблизи Байкало-Амурской магистрали за 1975–1981 гг. // Южно-Якутская ревизионная партия. – Ф. ГПП «Алдангеология», 1981.
108. *Ветлужских В. Г., Чернов С. А., Сапожникова В. Г., Позднякова Т. В.* Отчет о результатах тематических работ по оценке золотоносности докембрийского фундамента Иенгрского блока и его обрамления (Чульманская, Тимптонская площади), проведенных в 2001–2003 гг. – Алдан: ГУП РС(Я) Алдангеология, 2003.
109. *Ветлужских В. Г., Каменцев М. В., Фоломкин Д. А. и др.* Отчет о результатах прогностно-поисковых работ на золото и другие полезные ископаемые в пределах Тимптоно-Беркакитской площади в 2005–2007 гг. – Якутск, 2007.
110. *Воробьев К. А., Лесняк В. В.* Отчет о результатах проведения ГМК-200 на территории Лемочи-Олдонгсинской металлогенической зоны (листы О-51-XIX, -XX, -XXV, -XXVI) за 2004–2008 гг. – Якутск, 2008.
111. ГИС-атлас карт гидрогеологического содержания территории Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000. – М.: ВСЕГИНГЕО, 2008.
112. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (Изд. 2-е). Серия Амгинская, листы Р-52-XXXI (верховье р. Кюнгкюй), Р-52-XXXII (Улу), О-52-I (устье р. Нёгючей), О-52-II (Верх. Амга). Объяснительная записка // Сост. О. И. Щербаков, В. А. Мендель и др., ред. А. Ф. Заусаев. – СПб., 2001.

113. *Дзевановский Ю. К.* Геология Алданской плиты // Рукопись. – Ф. ЮЯКЭ, 1952.
114. *Зверев В. Н.* Краткий отчет о геологических исследованиях в долине р. Алдана // Изв. Геолкома, 1913, т. 32, № 4. С. 363–404.
115. *Кардаш Е. А., Стуров А. Н. и др.* Отчет о результатах поисковых работ на рудное золото в междуречье рек Амуткан и Малый Нимнур в 2005–2007 гг. – Якутск, 2007.
116. *Киселев Г. Н.* Отчет о геологическом доизучении площади Южно-Алданского железорудного района в масштабе 1 : 50 000 на листах О-51-83-В, Г, -84-В, Г; О-51-93-Б, Г, -94-А, Б, В, Г; О-51-95-А, Б, В, Г, -96-А, Б, В, Г. – Пос. Чульман, 1990.
117. *Княжев А. С., Черных В. А. и др.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на листах О-51-80-В, Г; О-51-92-А, Б, В, Г; О-51-93-А, В, проведенной в 1979–1983 гг. – Алдан, 1984.
118. *Козак З. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Олекма, Имангра, Куранах. Отчет Селемджинской-88 партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной в 1983–1987 гг. на территории листов О-51-109-В, Г; О-51-110-В; О-51-111-В; О-51-121-А, Б. – Зeya, 1990.
119. *Кривочкин Л. А., Гусев Г. С., Терентьев В. Н. и др.* Результаты работ на листе О-51 (Алдан). Отчет ИМГРЭ о результатах прогнозно-геохимических работ. Т. 20. – М., 2006. (Росгеолфонд, ИМГРЭ).
120. *Куренной В. В., Пугач С. Л. и др.* Отчет о результатах работ по объекту «Гидро-геологическое районирование территории Российской Федерации и подготовка схем гидрогеологической стратификации по гидрогеологическим структурам I и II порядка». – М.: ОАО «Центргеология», 2004. 210 с. (ФГУНПП Росгеолфонд).
121. *Крючков А. В., Крючкова Н. Н., Узюнкоян А. А. и др.* Поисково-оценочные работы на рудное золото в пределах центральной части Тарынского руднороссыпного узла (Республика Саха (Якутия)). Отчет о результатах работ за 2007–2010 гг. по Гос. контракту № 09/07. – Якутск, 2010.
122. Легенда Алдано-Забайкальской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) / Сост. Н. Н. Митрофанова и др., гл. ред. Г. Л. Митрофанов. – Иркутск, 2009.
123. Легенда Алданской серии листов Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е) / Сост. Д. В. Утробин, Е. П. Максимов, Е. Б. Хотина и др., ред. Е. П. Миронюк. – Алдан: ГУГПП «Алдангеология», 2000. 84 с.
124. Легенда Амгинской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е) / Сост. О. И. Щербаков, Г. В. Бирюлькин, гл. ред. О. И. Щербаков. – Якутск, 1999.
125. Легенда Удоканской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 / Сост. И. А. Томбасов, Г. А. Афонин, С. А. Дроздов и др. – Чита, 1998.
126. *Литвинова Т. П., Красинский Е. М., Кудрявцев И. В., Бойко А. В. и др.* Комплект карт актуализированной Геофизической основы Геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000, лист О-51 – Алдан и объяснительная записка. – СПб., 2012.
127. *Малков Л. Н., Брейдо А. И. и др.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 территории листов О-50-59-В, Г; О-50-71-А, Б, В, Г; О-50-72-А; О-50-83-А, Б (по результатам работ Ималыкской партии в 1974–1977 гг.). – Пос. Чульман, 1977.
128. *Минаков А. В.* Поисковые работы на рудное золото в центральной части Томмот-Эльконской зоны рудоносных разломов (Республика Саха (Якутия)) // Отчет о результатах работ, выполненных в 2009–2012 гг. ГУ ГПП РС (Я) «Якутскгеология», филиал «Алданский». – Алдан, 2012.
129. *Молчанов А. В.* Металлогения урана центральной части Алданского щита. Канд. дисс. – Л.: ВСЕГЕИ, 1985. (Фонды ВСЕГЕИ, инв. № 1553).
130. *Молчанов А. В. и др.* Прогнозно-поисковые работы масштаба 1 : 50 000 на основе комплексного петрографо-геохимического изучения гидротермально-метасоматических образований и их геохимических особенностей в пределах Эльконского рудного узла на площади 400 км². Окончательный геологический отчет о результатах работ за 2008–2011 гг. – СПб., 2011.

131. *Мякишев А. И., Кислый А. В., Казьмин С. В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Эльконской площади. Отчет Эльконской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000, проведенного в 1994–1999 гг. на территории Эльконского горста. Листы О-51-48-Г; О-52-37-В; О-51-60-А,Б; О-52-49-А. – Алдан, 1999.
132. *Нестеров Н. В.* Вторичная зональность золоторудных месторождений Якутии. – М.: Недра, 1973.
133. *Одуд-Сичевой В. А., Харитонов С. Н. и др.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на территории листов О-51-78-В,Г; О-51-79-В; О-51-90-А,Б,В,Г; О-51-91-А,Б,В,Г (по работам Чергинской партии за 1980–1986 гг.). – Пос. Чульман, 1987.
134. *Парфенов В. В., Скороходов В. М., Антошкин В. И. и др.* Оценка перспектив ураноносности западной части Усмуной синеклизы и ее кристаллического обрамления. (Отчет о результатах работ, проведенных Хатыминской партией № 103 в 1980–1981 гг. по геологическому заданию 103-6). – Пос. Бол. Хатымы, 1982.
135. *Пачерская И. А., Минаков В. С., Утробин Д. В. и др.* Отчет Иенгрской партии о результатах ГДП масштаба 1 : 50 000 на листах О-51–142-Б,Г, -143-А,Б,В,Г; N-51-10-Б(а,б), -11-А(а,б), Б(а,б) и общих поисков золота в бассейнах рек Иенгра и Тимптон за 1987–1992 гг. – Алдан, 1992.
136. *Петровская Н. В., Казаринов А. И.* Золоторудные месторождения Центрального Алдана (Лебединое, Самодумовское, Радостное) // Тр. Нигризолото. Т. II. – М.: 1951.
137. *Сальников А. С., Старосельцев В. С., Соболев П. Н.* Отчет «Создание опорного геолого-геофизического профиля 3-ДВ (Южный участок)». – Новосибирск, 2010.
138. *Сафонов А. М., Кардаш Е. А., Соловьева Т. К. и др.* Отчет о проведении геологического доизучения ранее заснятых площадей масштаба 1 : 200 000 и подготовке к изданию комплекта Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новая серия), листы О-51-XXVII, О-51-XXVIII за 1997–2002 гг. – Пос. Чульман, 2002.
139. *Селезнев А. А. и др.* Геохимическое опробование на территории Южной Якутии с составлением геохимической карты масштаба 1 : 500 000 по листам О-51, О-52, О-50 (вост.), О-53 (северо-запад), N-51 (северо-восток), N-52 (север). – Якутск: ПГО «Якутскгеология», ЦКТЭ, 1980. (Фонды ТГФ-13979).
140. *Сенкевич В. Г., Сидорова К. С. и др.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на территории листов О-51-97-Б,Г; О-51-98-А,Б,В,Г (по работам Хакинской партии в 1976–1980 гг.). – Пос. Чульман, 1980.
141. *Смелов А. П., Кравченко А. А., Березкин В. И., Добрецов В. Н., Топорова Л. И.* Отчет о результатах работ по теме «Изучение генезиса, возраста и металлогении метабазитов пинигинского типа» за 2005–2008 гг. – Якутск: ИГАБМ СО РАН, 2008. (ВГФ, ТГФ, ГУГПП «Якутскгеология», ИГАБМ СО РАН.)
142. *Соломатин Г. Б.* Отчет ТГЭ по Олекминскому объекту «Оценка перспектив ураноносности западной части Алданского щита на основе прогнозно-геологических карт масштаба 1 : 500 000» за 1991–1994 гг. – Хабаровск, 1994.
143. *Торопыгин С. Б., Янополец О. А., Петрова И. А. и др.* Материалы к Государственной геологической карте РФ масштаба 1 : 200 000 (второе издание). Отчет о результатах геологического доизучения ранее заснятых площадей масштаба 1 : 200 000 и подготовке к изданию Государственной геологической карты Российской Федерации (новая серия) листов О-51-XXIX и О-51-XXXV. – Пос. Чульман, 2004.
144. *Утробин Д. В.* Отчет о результатах проведения ГМК-200 на Дес-Хатыминской площади (листы О-51-XXIII, -XXIV) за 2005–2008 гг. – Алдан, 2008. (Росгеолфонд, Сахагеоинформ, филиал Алданский ГУГПП РС (Я) «Якутскгеология»).
145. *Уютов В. И., Максимов Е. П.* Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита. Отчет по теме «Мезозойские магматогенно-рудные системы зоны АЯМ и перспективы связанного с ними эндогенного оруденения». – Алдан, 2003. (Библиографический список «Алдангеология»).

146. *Фасталович А. И., Петровская И. Р.* Отчет по теме № 87 «Оруденение в различных геологических формациях месторождения Лебединое Алданского района» 1940 г. (Фонды ГУГГП «Алдангеология»).

147. *Фрумкин И. М.* Оценка перспектив Чаро-Олекминского региона Алданского щита на благородные, цветные и редкие металлы с составлением прогнозно-минерагенической карты масштаба 1 : 200 000. – Якутск, 1990.

148. *Шевченко В. И., Гусев В. Н.* Отчет о результатах поисковых работ масштаба 1 : 50 000 на рудное и россыпное золото, проведенных в верхнем течении р. Токко в 1978–1981 гг. – Алдан, 1981.

149. *Яновский В. М. и др.* Отчет о научно-исследовательской работе по договору № 003д «Обобщение опыта прогнозно-поисковых исследований на докембрийских щитах мира, адаптированного к условиям Алданского щита, по рудному золоту и платиноидам» к объекту «Геолого-минерагеническое картирование масштаба 1 : 200 000 и прогнозно-поисковые работы на золото на локальных участках (листы О-51-ХІХ, ХХ, ХХV, ХХVІ) на территории Якутии на 2004–2007 гг. (Лемочи-Олдонгсинская площадь)». – М.: ЦНИГРИ, 2007.

**Каталог объектов полезных ископаемых и их признаков, показанных
на листе О-51 Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000**

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Уголь каменный				
V-4-2	МК	Алдакайское	УК	22
V-4-5	МК	Левоалдакайское	УК	22
V-5-2	МК	Якокитское	УК	22
V-5-3	МК	Нижне-Талуминское	УК	22
V-5-6	МК/Э	Чульмаканское	УК	22
V-5-9	МК/Э	Кабактинское	УК	22
V-5-11	МК	Холодниканское	УК	22
V-5-12	МК/Э	Денисовское	УК	22
V-2-12	МС	Сыллахское	УК	22
V-3-6	МС	Усть-Усмунское	УК	22
V-4-7	МС	Синсирикское	УК	22
V-5-4	МС	Верхне-Талуминское	УК	22
V-5-5	МС	Налдинское	УК	22
V-5-13	МС/Э	Нерюнгринское	УК	22
V-5-14	МС	Муастахское	УК	22
VI-5-13	МС	Беркакитское	УК	22
V-3-2	ММ	Еловое	УК	22
V-3-3	ММ/Э	Верхнетургунчинское	УК	22
V-3-4	ММ	Усть-Алдакайское	УК	22
V-4-13	ММ	Бурпалинское	УК	22
V-5-1	ММ	Унгринское	УК	22
V-5-8	ММ	Неректинское	УК	22
VI-5-3	ММ/Э	Чульманское	УК	22
V-6-21	ММ/Э	Олонгринское	УК	22
V-2-13	П	Немактинское	УК	22
V-3-1	П	Усмунское	УК	22
V-3-5	П	Нижнетунгурчинское	УК	22
V-3-7	П	Южное	УК	22
V-4-9	П	Барылахское	УК	22
V-4-10	П	Кускадайское	УК	22

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (Э/О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
V-4-12	П	Алданское	УК	22
VI-6-34	П	Окурданское	УК	22
Сланец горючий				
IV-3-34	П	Усмун, р.	СГ	22
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
Железо				
IV-5-45	МК	Десовское	Fe	22,116
IV-5-66	МК	Южное	Fe	116
IV-6-32	МК	Таежное	Fe	22,116
IV-2-16	МС	Нелюкинское	Fe	110,147
IV-5-60	МС	Пионерское	Fe	22,116
IV-5-61	МС	Савгельское	Fe	116
V-1-43	МС	Ханинское	Fe,Al,V	110
V-2-5	МС	Дагды	Fe	110
III-3-6	ММ	Делтуктакское	Fe	36,147
IV-2-12	ММ	Радужное	Fe	22
IV-5-48	ММ	Новый Дес	Fe	116
IV-5-56	ММ	Лесное	Fe	116
IV-5-63	ММ	Комсомольское	Fe	116
IV-6-26	ММ	Никакское	Fe	116
IV-6-42	ММ	Магнетитовое	Fe	116
IV-6-43	ММ	Гематитовое	Fe	116
IV-6-47	ММ	Леглиерское	Fe	22,116
IV-6-49	ММ	Тинское	Fe	116
IV-6-50	ММ	Заречное	Fe	22,116
IV-6-63	ММ	Правоканкунское	Fe	116
IV-6-71	ММ	Тит-Эргинское	Fe	116
IV-6-73	ММ	Сиваглинское	Fe,Co,Cu	116
VI-5-47	ММ	Холодниканское	Fe	22
III-1-4	П	Соктокутское IV	Fe	22
III-2-16	П	Крестяхское	Fe	22
III-6-38	П	Паленый, гол.	Fe	22
IV-1-8	П/Э	Тас-Миелинское	Fe	22
IV-2-13	П	Яслахское	Fe	22
IV-2-33	П	Диринг-Юрях, р.	Fe,Ti,Cu	147
IV-4-11	П	Базовское	Fe	22

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
IV-4-41	П	Сред. Булгунняхтах, р.	Fe	133
IV-5-4	П	Усть-Саалахское	Fe	22
IV-5-9	П	Хвойное I	Fe	22
IV-5-12	П	Амутканское	Fe	147
IV-5-46	П	Дорожное	Fe,Pb	22
IV-5-58	П	Верхнесавгельское	Fe	147
IV-6-58	П	Топограф., руч.	Fe	116
IV-6-66	П	Титское	Fe	116
IV-6-68	П	Леглиер, р.	Fe	116
IV-6-79	П	Тит, р.	Fe	116
IV-6-81	П	Турское	Fe	22
IV-6-87	П	Тиит, р.	Fe	116
V-1-31	П	Атбастах, р.	Fe	140
V-1-34	П	Ханинское	Fe	22
V-1-37	П	Хаги, р.	Fe	22
V-1-47	П	Хорбуйгут	Fe	118
V-2-11	П	Олёмка, р.	Fe	127
V-2-19	П	Сред. Кудуликан, р.	Fe	127
V-2-33	П	Клеричи, р.	Fe,ap	147
VI-3-1	П	Кабактан, руч.	Fe,Ti	22
VI-3-29	П	Аномальное	Fe	22
VI-5-14	П	Беркакитское	Fe	22
VI-5-40	П	Горбыляхское	Fe	147
III-1-20	ПМ	Туостайское II	Fe	22
III-2-19	ПМ	Ниректа	Fe,Ni,Co	33
III-3-2	ПМ	Кудулахское	Fe	22
III-5-9	ПМ	Соседний, руч.	Fe	22
III-5-16	ПМ	Алдан, р.	Fe	22
IV-1-6	ПМ	Оломокит, р.	Fe	22
IV-1-30	ПМ	Мюкете-Юрюэтэ	Fe	110
IV-1-33	ПМ	Эвонокит, р.	Fe	22
IV-2-20	ПМ	Тас-Миеле, р.	Fe	147
IV-2-25	ПМ	Тас-Миеле, р.	Fe	22
IV-4-17	ПМ	Кымаз-Юрях, руч.	Fe	22
IV-4-46	ПМ	Алдакай, р.	Fe, Co	22
IV-5-11	ПМ	Лев. Южный Нимныр, р.	Fe	22,116
IV-5-24	ПМ	Кэннэнэй, руч.	Fe	22, 116
IV-6-86	ПМ	Муркегу, р.	Fe	116
IV-6-88	ПМ	Тиит, р.	Fe	116

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
V-1-4	ПМ	Эвонокит, р.	Fe	22
V-2-25	ПМ	Курульта, р.	Fe	22
V-3-16	ПМ	Расторгуев, р.	Fe	22
V-4-6	ПМ	Приразломное	Fe	116
V-6-12	ПМ	Бугарыкта, р.	Fe	22
V-6-20	ПМ	Мал. Нихота, руч.	Fe	22
VI-1-17	ПМ	Тох-Тохамакит, руч.	Fe	118
VI-2-14	ПМ	Дырынмакит, р.	Fe	22
Марганец				
IV-1-26	ПМ	Олдонгсо, р.	Mn	22
Хром				
IV-1-2	П	Водораздел Усу и Токко	Cr	22
IV-1-28	П	Диринг-Юрях, р.	Cr	22
IV-1-35	П	Диринг-Юряхская	Cr	22
IV-1-4	ПМ	Правдинское	Cr, Ba, Mn	147, 148
II-5-10	ШО	Иннели, р.	Cr	22
V-1-55	ПГХО	Имангракан	Cr	22
Титан				
IV-4-32	ММ	Имэнээх	Ti, V, Fe	117
V-1-52	П	Водораздельное	Ti, V	118
V-1-56	П	Балталах, р.	Ti, ap	118
V-1-58	П	Куранахское	Ti	110, 118
V-1-60	П	Сайболах, р.	Ti, V, Fe	118
V-1-63	П	Бол. Сэйим	Ti, ap	110, 118
VI-1-1	П	Кюрэчи, руч.	Ti, V	118
VI-1-3	П	Джелу, р. (Южное)	Ti, Fe	118
VI-1-7	П	Арбагас, р.	Ti, V, Fe	118
VI-1-22	П	Горелый	Ti	144
VI-1-23	П	Тас-Юрях, р.	Ti	144
VI-1-25	П	Баюкит, р.	Ti, V	144
VI-1-33	П	Верх. Нирочи, р.	Ti, ap	147
V-1-52	П	Куранах, р.	Ti, Fe, V	118
V-1-54	ПМ	Юс-Кюэль, р.	Ti, V	118
V-2-26	ПМ	Курульта, р.	Ti, V	118
V-4-1	ПМ	Подгорное	Ti, Ni	22
VI-3-43	ПМ	Чильчи, гора	Ti, Cr	22
VI-4-3	ПМ	Сред. Унгра, р.	Ti	22

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
II-2-11	ШО	Кудулах, р.	Ti	22
III-2-6	ШО	Ерюс Миеле, р.	Ti	22
III-2-7	ШО	Ыакай, р.	Ti	22
III-2-8	ШО	Ытылах, р.	Ti	22
Россыпи титана				
II-1-1	П	Кедерга, р.	Ti	138
II-5-5	П	Курунг-Далкит, р.	Ti	138
III-3-3	П	Джолтукта, р.	Ti	138
III-3-12	П	Буор-Сала, р	Ti	138
III-5-41	П	Большой Нимныр, р.	Ti,TR,Zr	138
III-6-100	П	Большой Нимныр, р	Ti, TR, Zr	147
IV-4-18	П	Амедичи	Ti,Zr	22
V-3-13	П	Кургах, руч.	Ti	147
VI-3-28	П	Верх. Сирик, р.	Ti	22
Ванадий				
III-6-91	ПМ	Мал. Аян, руч.	V,Pb,Zn	22
III-6-92	ПМ	Колчик, руч.	V,Zn,Pb	22
IV-4-30	ПМ	Алдан, р.	V	118
VI-1-4	ПМ	Джангы-Юрях, руч.	V	118
VI-1-18	ПМ	Тас-Юрях, р.	V,Zr	118
VI-4-16	ПМ	Мал. Чульман	V,Ti	22
VI-5-49	ПМ	Холодникан, р.	V,Ti	22
Цветные металлы				
Медь				
III-1-24	П	Чародоканское	Cu	147
III-1-27	П	Среднее	Cu	22,147
III-6-98	П	Кемюстээх	Cu	22
IV-1-1	П	Тактыкагды	Cu	22
IV-1-5	П	Олоннокон, р.	Cu,Fe,Au	148
IV-4-26	П	Ярогу	Cu	36
V-1-7	П	Сивакан	Cu	22
V-1-23	П	Зональное	Cu,Pb,Zn	22
V-1-29	П	Ыстанах, руч.	Cu	22
V-2-10	П	Тунгурчакан, р.	Cu	127
III-1-13	ПМ	Оннорохское	Cu	22
III-1-25	ПМ	Палтах-Баддыдекин, р.	Cu,Zn	127

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (Э/О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
III-5-3	ПМ	Тунгустахское	Cu	147
III-6-4	ПМ	Крохалиный, руч.	Cu	22
III-6-64	ПМ	Новый, руч.	Cu	22
IV-1-3	ПМ	Усу	Cu	110
IV-1-11	ПМ	Олоннокон, р.	Cu,Cr	22
IV-1-27	ПМ	Олдонгсо, р.	Cu	148
IV-2-8	ПМ	Тас-Миеле, р.	Cu	22
IV-2-35	ПМ	Хохолло, р.	Cu,Au,Ag	143
IV-4-22	ПМ	Алдан, р.	Cu	143
V-1-8	ПМ	Перевальное	Cu,Mo	22
V-1-36	ПМ	Хани, р.	Cu,Au	22
V-2-6	ПМ	Дагды, р.	Cu	22
V-2-20	ПМ	Верх. Кобас, р.	Cu	127
VI-1-6	ПМ	Арбагас, р.	Cu	22
VI-1-10	ПМ	Джангы-Юрях, руч.	Cu,Ni	22
VI-3-35	ПМ	Верх. Сирик, р.	Cu, Mo	22
VI-3-36	ПМ	Ниж. Сирик, р.	Cu,Ag	22
VI-4-1	ПМ	Среднеунгринское	Cu,Pb	147
VI-4-33	ПМ	Ниж. Ларба, р.	Cu	22
VI-5-32	ПМ	Лев. Верхний Беркакит, р.	Cu,Au	22
III-2-5	ПГХО	Хачинга, р.	Cu	22
С в и н е ц				
V-2-30	П	Тунгурчакан, р.	Pb	22
VI-3-12	П	Сирокан, р.	Pb,Zn,Ag	22
VI-4-32	П	Буркат	Pb,Zn	22
III-1-8	ПМ	Уэся-Олонгит, р.	Pb	22
VI-2-10	ПМ	Олёкма, р.	Pb	22
VI-4-11	ПМ	Алдан, р.	Pb	22
VI-5-52	ПМ	Иенгра, р.	Pb,Zn	22
Ц и н к				
IV-3-32	ПМ	Ченча, р.	Zn	22
IV-4-20	ПМ	Усун-Юрях, руч.	Zn	22
VI-3-40	ПМ	Нюкжа, р.	Zn,Pb	22
V-1-12	ПГХО	Верховье р. Тумуллур	Zn	22
Н и к е л ь				
V-4-14	МС	Бурпала	Ni,Co	22

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
III-6-43	ПМ	Прав. Нимгеркан	Ni,Co	22
III-6-96	ПМ	Бол. Нимныр, р.	Ni,Co	22
III-6-97	ПМ	Аян, руч.	Ni,Co	22
IV-1-15	ПМ	Согуру-Туостай, р.	Ni	22
V-1-11	ПМ	Тумуллур, р.	Ni,Cu	140
V-1-50	ПМ	Имангракан, р.	Ni,Co	22
IV-2-9	ПГХО	Тас-Миеле, р.	Ni	22
IV-2-23	ПГХО	Врх. Чокчой, р.	Ni,Co	22
IV-2-27	ПГХО	Водораздел Карурак и Ларбикан	Ni	22
IV-6-13	ПГХО	Хардагасское	Ni	22
К о б а л ь т				
V-1-19	ПМ	Мекю-Салинское	Co,Ni,Cr	22
V-1-53	ПМ	Юс-Кюэль, р.	Co,Cu	22
VI-2-12	ПМ	Укурум, руч.	Co	22
II-3-5	ГдХА	Онхой, руч.	Co,Cu	22
II-3-14	ГдХА	Олорбох I, р.	Co,Cu	22
М о л и б д е н				
III-6-28	ММ	Турукское II	Mo	110
III-5-19	П	Нимгеркан, р.	Mo	22
III-6-41	П	Паленый, гол.	Mo	22
IV-2-22	П	Ченчинское	Mo	147
IV-2-29	П	Олёмкинское	Mo	22
IV-4-39	П	Булгунняхтаское	Mo,TR,Zn	147
V-2-3	П	Огорус	Mo,W	127,147
V-2-14	П	Наледное	Mo	127,147
VI-1-38	П	Охок	Mo	22
VI-2-25	П	Дурынча, р.	Mo	22
VI-3-15	П	Выходное	Mo	22
VI-3-19	П	Ледяное	Mo	22
VI-3-24	П	Долинное	Mo	22
VI-4-25	П	Фланг	Mo	22
VI-5-51	П	Чубачи, р.	Mo,Fe,Re	22
III-1-7	ПМ	Джангамакит, р.	Mo	147
III-2-14	ПМ	Крестях, р.	Mo	22
III-5-11	ПМ	Чомполо, р.	Mo	22
III-6-29	ПМ	Курочан, р.	Mo	22

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
III-6-74	ПМ	Юхтэ, р.	Мо	147
IV-2-2	ПМ	Тас-Миеле, р.	Мо	22
IV-3-11	ПМ	Чуга, р.	Мо	22
IV-3-24	ПМ	Голубичный, руч.	Мо	22
IV-4-15	ПМ	Элан-Амнунначи, руч.	Мо	22
IV-4-29	ПМ	Джалтунда, р.	Мо	22,133
IV-4-47	ПМ	Буривчэ, р.	Мо	22,133
IV-5-3	ПМ	Усть-Саалахское	Мо	22
IV-5-25	ПМ	Амуткан	Мо	116
IV-6-16	ПМ	Хангас-Нимгеркан, р.	Мо	22
V-1-9	ПМ	Атбастах, р.	Мо	147
V-1-13	ПМ	Атбастах, р.	Мо	22
VI-1-21	ПМ	Тох-Тохамакит, руч.	Мо	22
VI-1-41	ПМ	Ивачи, р.	Мо	147
VI-1-42	ПМ	Онкучаак, р.	Мо	147
VI-1-43	ПМ	Онкучаак, р.	Мо	147
VI-2-18	ПМ	Дырынмакит, р.	Мо	22
VI-2-21	ПМ	Дырын-Юрях, р.	Мо	22
VI-2-23	ПМ	Кадочи, р.	Мо	22
VI-2-24	ПМ	Дурынча, р.	Мо	22
VI-3-5	ПМ	Дюпан, р.	Мо	22
VI-3-42	ПМ	Чильчи, р.	Мо	22
VI-3-49	ПМ	Нюкжа, р.	Мо	22
VI-4-14	ПМ	Алдан, р.	Мо	147
II-4-13	ШО	Киенг-Юрях, р.	Мо	22
III-1-2	ШО	Соктакут, р.	Мо,W	22
III-1-5	ШО	Тяня, р.	Мо	22
VI-3-51	ВГХО	Водораздел Карурак и Ларбикан	Мо	22
VI-4-21	ВГХО	Река Чильчи	Мо	22
II-5-1	ГдХА	Амга, р.	Мо	22
II-5-2	ГдХА	Лев. приток р. Угут	Мо	22
II-5-3	ГдХА	Киенг-Юрях, р.	Мо	22
В о л ь ф р а м				
IV-2-29	П	Диринг-Юрях, р.	W	147
VI-3-37	ПМ	Нюкжа, р.	W	22
VI-4-15	ПМ	Алдан, р.	W,Sn	147
IV-2-14	ПГХО	Яслах, р.	W	22

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
Россыпи вольфрама				
III-2-4	П	Денгсинг, р.	W	22
VI-3-8	П	Крутой, руч.	W	22
О л о в о				
V-2-1	П	Олёкма, р.	Sn,Ta,Nb	127
IV-3-12	ПМ	Нелюки, р.	Sn	133
IV-6-76	ПМ	Тур, руч.	Sn	22
V-2-29	ПМ	Тургунчакан, р.	Sn,Sr	127
IV-3-7	ПГХО	Куорта, р.	Sn	22
VI-4-28	ПГХО	Ларбикан, р.	Sn	22
В и с м у т				
V-2-31	ПМ	Верхнеюкталинское	Bi,Ag	147
VI-3-32	ШО	Прав. приток р. Верх. Сирик	Bi	22
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы				
Б е р и л л и й				
IV-2-3	П	Амнуннактинское	Be,Ta,Nb	147
IV-2-6	П	Ерюское	Be,Ta,Nb	147
III-6-83	ПМ	Юхточка, р.	Be,Li	27
V-1-1	ПМ	Санга-Кюэль-Юриятте, р.	Be	22
V-1-44	ПМ	Соготок-Харыйя, р.	Be	22
IV-2-5	ПГХО	Тас-Миеле, р.	Be	147
IV-3-13	ВГХО	Чуга, р.	Be,Ba	133
Л и т и й				
IV-2-4	П	Оломокитское	Li(Rb,Ta,mu)	147,138
III-6-10	ПМ	Рябиновый, руч.	Li	147
III-6-25	ПМ	Полярный, руч.	Li	147
III-6-70	ПМ	Шестидумный, руч.	Li	147
III-6-93	ПМ	Холера, руч.	Li	22
VI-1-14	ПМ	Имангра, р.	Li	118
Т а н т а л , н и о б и й				
V-2-4	П	Тунгурчинское	Ta,Nb	22,110,138
V-2-7	П	Тунгурчаканское	Ta,Nb	110
V-2-8	П	Тунгурчакан, р.	Ta,Nb	110
VI-4-18	ПМ	Мал. Чульман, р.	Ta,Nb	22
IV-3-10	ПМ	Куорта	Ta,Nb	133

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
Н и о б и й				
III-5-43	ПМ	Бол. Нимныр, р.	Nb	22
IV-3-5	ПМ	Нелюка, р.	Nb	133
IV-5-33	ПМ	Турмалиновое	Nb	22
IV-5-40	ПМ	Хаир, р.	Nb	116
IV-5-49	ПМ	Дорожное	Nb	116
V-1-2	ПМ	Атбастах, р.	Nb	127
V-1-15	ПМ	Эвонокит, р.	Nb	127
V-2-18	ПМ	Сред. Кудуликан, р.	Nb	127
Т е л л у р				
V-1-59	ПМ	Саикта–Сайболах	Te	118
Ц и р к о н и й				
III-6-76	РМ	Томмот, р.	Zr	22
IV-3-26	ПМ	Ченча, р.	Zr	22
IV-4-42	ПМ	Инэннэх, руч.	Zr	133
V-2-27	ПМ	Олёкма, р.	Zr	118
III-2-3	ПГХО	Крестяхский нижний	Zr	22
III-2-13	ПГХО	Крестях, р.	Zr	22
IV-3-14	ПГХО	Чуга, р.	Zr,Sn	22
С т р о н ц и й				
VI-1-9	ПМ	Тас-Юрях, р.	Sr	118
VI-1-13	ПМ	Арбагас, р.	Sr	118
VI-1-16	ПМ	Арбагас, р.	Sr	118
Ц е з и й , р у б и д и й				
V-2-21	ПМ	Верхнеколбасское	Cz,Rb	127,147
Р е д к и е з е м л и (б е з п о д р а з д е л е н и я)				
IV-5-60	мм	Пионерское	TR	22, 116
III-6-73	П	Усмунское	TR	22
IV-6-11	П	Бол. Нимныр, р.	TR	22
VI-6-43	П	Гематитовое	TR	116
III-5-4	ПМ	Тунгустах, руч.	TR	147
VI-5-41	ПМ	Делагуччи, р.	TR	22,147
VI-5-50	ПМ	Хорогоруу	TR	22
VI-6-28	ПМ	Окурдан, р.	TR	147

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
Россыпи редких земель				
IV-6-20	PM	Лев. Нимгеркан, р.	TR,Ti	116
VI-6-29	PM	Токарикан	TR	22
III-6-101	П	Бол. Нимыр II, р.	TR,Ti,Zr	147
IV-5-36	П	Хаир	TR	147
IV-6-3	П	Хардагасское	TR,Ti	147
IV-6-4	П	Николкин Ключ	TR,Ti	147
IV-6-6	П	Манахта, р.	TR	147
IV-6-12	П	Балтылахское, р.	TR,Ti	22
IV-6-39	П	Леглиерское	TR	22
V-6-1	П	Хатыминское II	TR	22
VI-5-22	П	Горбыляхский	TR	22
VI-6-15	П	Улахан-Мелемкен, р.	TR	22
Редкие земли (цериевая группа)				
VI-1-5	МС	Куранах	TRce	22
VI-1-28	МС	Тас-Юрях	TRce	22
VI-1-26	П	Тас-Юрях, р.	TRce	22
VI-3-22	П	Куэнгрокан	TRce	22
III-5-20	ПМ	Унга-Нимнырыкан, р.	TRce	147
III-6-37	ПМ	Нуча, руч.	TRce	147
III-6-68	ПМ	Шестидумный, руч.	TRce,y	22
IV-1-13	ПМ	Сугуру-Туостай, р.	TRce	22
IV-1-32	ПМ	Хантан, р.	TRce	22
IV-3-6	ПМ	Чуга, р.	TRce	22
IV-3-8	ПМ	Нелюка, р.	TRce	22
IV-3-15	ПМ	Чуга, р.	TRce	22
IV-3-20	ПМ	Чуга, р.	TRce	22
IV-3-33	ПМ	Усмун, р.	TRce	22
IV-4-33	ПМ	Джалтунда, р.	TRce	22
IV-5-27	ПМ	Усун, р.	TRce	22
V-1-3	ПМ	Аргукан, р.	TRce	22
V-1-17	ПМ	Олёмка, р.	TRce	22
V-1-21	ПМ	Мекю-Сала, руч.	TRce	22
V-1-25	ПМ	Хани, р.	TRce	22
V-1-30	ПМ	Хани, р.	TRce	22
V-1-51	ПМ	Имангракан, р.	TRce	22
V-1-57	ПМ	Джелу, р.	TRce	22

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
V-2-34	ПМ	Имангра, р.	TRce	22
VI-1-8	ПМ	Имангра, р.	TRce	118
VI-1-19	ПМ	Ыллын, р.	TRce	22
VI-1-27	ПМ	Нагладжак, р.	TRce	22
VI-1-35	ПМ	Тас-Юрях, р.	TRce	22
VI-1-37	ПМ	Имангакит, р.	TRce	22
VI-2-1	ПМ	Имангра, р.	TRce	118
VI-2-13	ПМ	Горельий, руч.	TRce	22
VI-2-15	ПМ	Дырынмакит, р.	TRce	22
VI-2-16	ПМ	Дырынмакит, р.	TRce	22
VI-2-17	ПМ	Нюкжа, р.	TRce	22
VI-3-25	ПМ	Ниж. Сувельга, р.	TRce	22
VI-4-7	ПМ	Ян, руч.	TRce	22
VI-4-8	ПМ	Алдан, р.	TRce	22
VI-4-19	ПМ	Чильчи, р.	TRce	22
VI-6-8	ПМ	Окурдан, р.	TRce	147
VI-6-12	ПМ	Маогит, руч.	TRce	147
VI-6-16	ПМ	Джелинда, руч.	TRce	147
VI-6-33	ПМ	Подкова	TRce	147
VI-3-38	ШО	Чильчи, р.	TRce	22
II-4-15	ПГХО	Килиэрги, р.	TRce	22
IV-2-10	ПГХО	Яслах, р.	TRce,y	22
V-6-7	ПГХО	Аччыгыш-Мелемкен, р.	TRce	22
VI-4-20	ВГХО	Чильчи, р.	TRce	22
Редкие земли (иттриевая группа)				
IV-3-9	П	Куортинское	TRy	22
IV-3-27	П	Очекское	TRy	147
III-3-7	ПМ	Крестях, р.	TRy,Zr	22
IV-3-2	ПМ	Хобордох, руч.	TRy	147
IV-3-31	ПМ	Ченче, р.	TRy	147
IV-4-40	ПМ	Амедичи, р.	TRy	22
VI-3-18	ВГХО	Левый приток р. Талуа	TRy	22
Редкие земли смешанные				
VI-3-13	П	Сирокан	TRy,ce	22
Церий				
V-1-26	ММ	Активный	Ce,La,Th	22

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
Иттрий				
IV-2-17	ПГХО	Ниж. Чокчой, р.	Y	22
IV-2-32	ПГХО	Ченче, руч.	Y,Nb,La,Ce	22
V-1-22	ПГХО	Олёкма, р.	Y	127
Скандий				
V-2-32	ПМ	Имангра, р.	Sc	118
Благородные металлы				
Золото				
II-6-18	МС/Э	Боковое	Au	22,147
II-6-5	МС/Э	Северное	Au,Ag	22,147
II-6-8	МС/Э	Порфиговое	Au,Ag	22,147
II-6-10	МС	Трассовое	Au,Ag	22
II-6-11	МС/Э	Центральное	Au,Ag	22,147
II-6-19	МС/Э	Якутское	Au,Ag	22
II-6-21	МС/Э	Дэлбе	Au,Ag	22
II-6-22	МС/Э	Дорожное	Au,Ag	22
II-6-24	МС/Э	Первухинское	Au	22
II-6-25	МС/Э	Канавное	Au,Ag	126,455
III-6-2	МС	Рябиновое	Au,Ag	27
III-6-79	МС/Э	Самолазовское	Au,Ag	27
IV-6-34	МС	Месторождение им. Пинигина	Au	22
II-4-7	ММ	Хатырхай, руч.	Au	147
II-6-9	ММ	Смежное	Au,Ag	26
II-6-16	ММ	Хвойное	Au,Ag	26
II-6-23	ММ/Э	Залежь Южная	Au	26
II-6-30	ММ/Э	Новое	Au,Ag	26
II-6-31	ММ	Гагарское	Au	26
II-6-32	ММ	Сомнительное	Au	26
III-3-1	ММ/Э	Крутой, руч.	Au	22
III-6-17	ММ	Залежь Физкультурная–Холодная	Au	27
III-6-19	ММ	Колтыконское	Au	27
III-6-23	ММ/Э	Лунное	Au,U,Ag	27
III-6-22	ММ	Мерзлое	Au	27
III-6-27	ММ	Орто-Сала, р.	Au	27
III-6-35	ММ	Лебединое	Au	27
III-6-36	ММ	Гора Рудная	Au	27

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
Ш-6-42	ММ	Голец Зверева	Au	27
Ш-6-62	ММ/Э	Верхне-Якокутское	Au,Ag	27
Ш-6-80	ММ/Э	Гарбузовское	Au,Ag	27
Ш-6-84	ММ/Э	Межсопочное	Au,Ag	27
Ш-6-88	ММ	Рудопроявление уч. Амбурдак	Au	27
Ш-6-90	ММ	Олонгро	Au	27
Ш-6-94	ММ	Олонгро	Au	27
IV-6-30	ММ	Медведевка, руч.	Au	116
IV-6-40	ММ	Притрассовое	Au	22
VI-6-41	ММ	Скобельцинское	Au	22
II-3-7	П	Дабаан	Au	22
II-3-15	П	Верхнеолорбохское	Au,Ag	22
II-4-4	П	Улахан-Сергеляхское	Au,Ag,Fe	22
II-4-8	П	Улахан-Джюхте, р.	Au	22
II-6-4	П	Дальнее	Au	26
II-6-14	П	Куранахское	Au	26
II-6-26	П	Спорное	Au	26
II-6-33	П	Придорожное	Au	26
II-6-34	П	Озерный	Au	26
II-6-38	П	Рэдергинская площадь	Au	26
II-6-42	П	Тамарек	Au	26,147
II-6-43	П	Раздольный	Au	26
III-6-15	П	Самодумовское	Au	27
III-6-24	П	Верхне-Юхухтинская рудная площадь	Au	27
III-6-26	П	Бортовое	Au	27
III-6-32	П	Радостное	Au	27,147
III-6-39	П	Ясная Поляна	Au	27
III-6-44	П	Сульфидное	Au	27
III-6-47	П	Амурский, руч.	Au	22
III-6-49	П	Тохто, руч.	Au	27
III-6-54	П	Горный, руч. Юрбет	Au,Ag	27,147
III-6-57	П	Близнец, руч.	Au	27,147
III-6-58	П	Томмотское	Au	27,147
III-6-60	П	Гранитный	Au	22
III-6-61	П	Турук, руч.	Au	22
III-6-66	П	Рудопроявление Томмотское	Au	27
III-6-87	П	Южное	Au	22
IV-1-7	П	Олонноконское	Au	22

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
IV-1-14	П	Оломокиит, р.	Au	22
IV-1-17	П	Верхнетасмиелинская группа	Au	22
IV-1-18	П	Ньююльдякитская группа	Au	22
IV-1-37	П	Диринг-Юрях, р.	Au	22
IV-6-33	П	Ачыгы́й-Леглиер, р.	Au	116
IV-6-35	П	Тихий, руч.	Au	144
IV-6-52	П	Лев. Хитачи, руч.	Au	116
IV-6-64	П	Эвота, р.	Au	116
IV-6-69	П	Хвойный, руч.	Au	116
IV-6-70	П	Крутой, руч.	Au	22
IV-6-89	П	Эрге	Au	22
V-1-10	П	Туммулурское	Au	22
V-1-18	П	Чулангдинское	Au	147
V-3-9	П	Сибачская группа	Au	147
V-3-12	П	Хитрый	Au	147
V-3-14	П	Истоки р. Сыллах	Au	147
VI-1-29	П	Ледяное	Au	22
VI-1-34	П	Скалистое	Au	22
VI-1-36	П	Ледяное	Au	22
VI-2-4	П	Намаракское	Au	147
VI-2-5	П	Имангра, р.	Au	118
VI-2-9	П	Усть-Талуминское	Au	118
VI-2-11	П	Федоровское	Au	147
VI-2-22	П	Кадочи, р.	Au	147
VI-3-2	П	Кварцевый, руч.	Au	22
VI-3-10	П	Верхнесирикское	Au	147
VI-3-14	П	Исток	Au,Ag,Pb	22
VI-3-16	П	Еловый	Au,Ag	22
VI-3-21	П	Пиля	Au,Ag	22
VI-3-33	П	Галенитовое	Au,Ag	22
VI-3-39	П	Чильчи, р.	Au	22
VI-4-10	П	Грамначи	Au,Cu	147
VI-4-26	П	Атугей	Au,Ag	22
VI-4-29	П	Чиктыкан, р.	Au,Ag	22
VI-4-30	П	Дениска	Au	147
VI-4-34	П	Сирик	Au,Ag	22
VI-5-19	П	Ульбят-Тобе	Au,Pb	22
VI-6-35	П	Шатровский	Au	22

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (УЭ /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
II-2-5	ПМ	Куччугуй-Джакимде, р.	Au	22
II-2-6	ПМ	Олёмка, р.	Au	22
II-2-7	ПМ	Куччугуй-Дикимде, р.	Au	22
II-2-8	ПМ	Олёмка р.	Au	22
II-2-9	ПМ	Куччугуй-Дикимде, р.	Au	22
II-2-10	ПМ	Олёмка, р.	Au	22
II-3-3	ПМ	Алгахское	Au	22
II-3-11	ПМ	Олорбохское	Au	22
II-4-5	ПМ	Хохой–Джангелях	Au	22
II-4-11	ПМ	Самоделкин, руч.	Au	22
II-4-14	ПМ	Верхнекилиерское-6	Au	22
II-4-19	ПМ	Орто-Сасыл-Сиебит, руч.	Au	22
II-5-9	ПМ	Инакли, р.	Au,Ag	22
III-1-1	ПМ	Без названия	Au	22
III-1-9	ПМ	Оннорох, руч.	Au	22
III-1-11	ПМ	Вершинный	Au	147
III-1-12	ПМ	Угрюмое	Au	147
III-1-16	ПМ	Чоруода, р.	Au	147
III-1-18	ПМ	Чоруода, р.	Au	147
III-2-1	ПМ	Без названия	Au	22
III-3-5	ПМ	Баллаганахское	Au	147
III-3-8	ПМ	Бестяхское	Au	22
III-3-9	ПМ	Верхнеаппараское	Au	22
III-3-10	ПМ	Безымянное	Au	22
III-3-11	ПМ	Амга, р.	Au	22
III-3-13	ПМ	Амга, р.	Au,Cu	22
III-3-15	ПМ	Гунурьинское	Au	22
III-3-17	ПМ	Правонелюкинское	Au	22
III-3-20	ПМ	Нелюка, р.	Au	22
III-4-1	ПМ	Иннели, р.	Au	22
III-4-2	ПМ	Иннели, р.	Au	22
III-4-3	ПМ	Сибиктэ, р.	Au	22
III-4-5	ПМ	Южный	Au	22
III-5-17	ПМ	Алдан, р.	Au	147
III-5-21	ПМ	Алдан, р.	Au	147
IV-1-12	ПМ	Усу, р.	Au	147
IV-1-22	ПМ	Олдонгсо, р.	Au	22
IV-1-25	ПМ	Олдонгсо, р.	Au	147

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
IV-1-29	ПМ	Олдонгсо, р.	Au	147
IV-1-31	ПМ	Олдонгсо, р.	Au	22
IV-2-15	ПМ	Лемочи, р.	Au,Cu	147
IV-2-28	ПМ	Олдонгсо, р.	Au	22
IV-3-19	ПМ	Субган, р.	Au	22
IV-3-25	ПМ	Джелтунда	Au	22
IV-4-19	ПМ	Амедичи, р.	Au	22
IV-4-34	ПМ	Амедичи, р.	Au	22
IV-5-22	ПМ	Улахан	Au	147
IV-5-28	ПМ	Амуткан, р.	Au	147
IV-5-32	ПМ	Унга-Дёс, р.	Au	147
IV-5-41	ПМ	Унга-Дэс, р.	Au	22
IV-5-67	ПМ	Нелигами, р.	Au	22
IV-6-84	ПМ	Тур, руч.	Au	22
V-1-5	ПМ	Тэтингнэх, руч.	Au	22
V-1-6	ПМ	Атбастах, р.	Au	22
V-1-16	ПМ	Атбастах, р.	Au	22
V-1-27	ПМ	Хани, р.	Au	22
V-1-28	ПМ	Эмерях, руч.	Au,Cu	22
V-2-16	ПМ	Тунгурчакан, р.	Au	22
V-3-17	ПМ	Крутой, руч.	Au	22
V-4-8	ПМ	Симерик	Au	147
V-4-15	ПМ	Бурпала, р.	Au	22
V-4-21	ПМ	Прав. Унгра, р.	Au	22
V-5-10	ПМ	Хонченгра	Au	147
V-5-16	ПМ	Пологое	Au	147
V-5-18	ПМ	Самокит, р.	Au	22
VI-1-11	ПМ	Имангра, р.	Au	22
VI-1-32	ПМ	Тас-Юрях, р.	Au	22
VI-1-39	ПМ	Булуй, р.	Au	22
VI-1-40	ПМ	Бол. Суллурак, р.	Au	22
VI-2-7	ПМ	Тас-Юрях, р.	Au	22
VI-2-19	ПМ	Седольчи, р.	Au	22
VI-3-3	ПМ	Чистый, руч.	Au	22
VI-3-6	ПМ	Кварцевый, руч.	Au	22
VI-3-9	ПМ	Кварцевый, руч.	Au	22
VI-3-30	ПМ	Лев. Солокит, руч.	Au	22
VI-3-34	ПМ	Лев. Солокит, р.	Au,Ag,Mo	22

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (Э/О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
VI-4-9	ПМ	Травянистое	Au	147
VI-5-1	ПМ	Черемуховый, руч.	Au	22
VI-5-7	ПМ	Бол. Беркакит, р.	Au	22
VI-5-8	ПМ	Мал. Чульман, р.	Au	22
VI-5-10	ПМ	Ниж. Беркакит, р.	Au	22
VI-5-25	ПМ	Прав. Чако, руч.	Au	147
VI-5-29	ПМ	Прав. Капрал, руч.	Au	147
VI-5-44	ПМ	Делинде	Au	147
VI-5-53	ПМ	Иенгра, р.	Au	22
VI-6-37	ПМ	Дыгдалы, руч.	Au,Ag	22
V-2-24	ПГХО	Дулиσμα, руч.	Au	22
VI-3-20	ПГХО	Чильчи, р.	Au	22
VI-3-45	ПГХО	Ларбачан, р.	Au	22
IV-1-34	ВГХО	Олдонгсо, р.	Au	22
IV-2-26	ВГХО	Килейкениях, руч.	Au	22
Россыпи золота				
II-6-3	РК/Э	Селигдар, р.	Au	22
II-6-17	РК/Э	Бол. Куранах, р.	Au	22
III-6-1	РК/Э	Якоцит, р.	Au	22
VI-5-45	РК	Верхнеиенгрская группа	Au	22
II-6-2	РС	Курдаттыр, руч.	Au	22
II-6-6	РС	Дэлбэ, р.	Au	22
II-6-7	РС	Надежный, руч.	Au	22
II-6-35	РС/Э	Якокут	Au	22
II-6-45	РС	Орто-Сала, р.	Au	22
III-6-56	РС	Томмот, р.	Au	22
III-6-63	РС/Э	Лев. Ыллымах	Au	22
III-6-85	РС	Юхточка, руч.	Au,Pt	22
III-6-89	РС	Руч. Пуричи с притоками Дредок, Воронка	Au	22
IV-6-60	РС	Тит, р.	Au	22
VI-5-12	РС	Беркакит, р.	Au	22
VI-5-37	РС	Делагуччи, р.	Au	22
VI-5-38	РС	Полуденное	Au	22
VI-6-5	РС/Э	Тимптон, р.	Au	22
II-3-1	РМ	Хатырхай, руч.	Au	147
II-3-2	РМ/Э	Горельй	Au	147
II-3-4	РМ	Хатын, р.	Au	147

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
II-3-8	PM	Онхой, руч.	Au	147
II-4-2	PM	Бол. Сергелях	Au	22
II-4-3	PM	Джангылах, р.	Au	22
II-4-9	PM	Улахан-Дюкте, р.	Au	147
II-6-46	PM	Тамарак, руч.	Au	26,147
III-5-25	PM	Лев. Нимгеркан, р.	Au	147
III-6-30	PM/Э	Реки Курачан–Лев. Курачан, левый приток р. Юхухта	Au	27
III-6-45	PM	Джекконда, р.	Au	27
III-6-82	PM	Бол. Юхта, р.	Au	27
III-6-86	PM/Э	Пурикан, р. с притоками	Au	27
III-6-95	PM	Воронка, руч.	Au	147
IV-5-7	PM	Амуткан	Au, TR	22
IV-5-38	PM	Открытый, руч.	Au	22
IV-5-51	PM	Унгра, р.	Au	22
IV-6-15	PM	Бол. Нимныр	Au	147
IV-6-24	PM	Прав. Нимгеркан, р.	Au,Pt	22
IV-6-41	PM/Э	Эвота, р.	Au	22
IV-6-44	PM	Любкакай, р.	Au	22
IV-6-59	PM	Лев. Хатыми – древняя долина	Au	22
IV-6-61	PM	Хальдаа, руч.	Au	22
IV-6-74	PM	Эрге, руч.	Au	22
IV-6-85	PM	Муркегу, р.	Au	22
V-2-23	PM	Сыллах, р.	Au	147
V-3-10	PM	Сланцевый, руч.	Au	147
V-3-11	PM	Тунгурча, р.	Au,Ti	22
V-3-15	PM/Э	Амедичи, р.	Au	22
V-4-11	PM	Бол. Олонгро	Au	22
V-4-17	PM	Мал. Олонгро	Au	22
VI-3-4	PM	Кургах, р.	Au	147
VI-3-11	PM	Аленмакит, р.	Au	147
VI-4-12	PM	Река Бол. Кабакта с притоком Лэвэрэ	Au	22
VI-4-17	PM	Алдан, р.	Au	22
VI-4-27	PM	Ларбикан	Au	22
VI-5-17	PM	Чако, р.	Au	147
VI-5-18	PM	Капрал, руч.	Au	147
VI-5-33	PM	Горбылах, р.	Au	22
VI-6-38	PM	Хабаровский, руч.	Au	22

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (Э/О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
VI-6-40	PM	Муравьевский с притоком Корсаковский	Au	22
II-1-4	П	Тяня	Au	22
II-4-12	П	Улахан-Джюктэ, р.	Au	22
III-5-7	П	Дялханнах, р.	Au	22
III-5-18	П	Хангас-Нимныркан, р.	Au	22
IV-1-9	П	Усу, р.	Au	147
IV-4-13	П	Унгра, р.	Au	22
IV-6-19	П	Ороченка, р.	Au,TR,Ti	22
IV-6-45	П	Мал. Нимныр	Au,TR	22
V-2-28	П	Прав. Капрал	Au	147
VI-2-6	П	Дырынмакит, р.	Au	22
VI-2-20	П	Дырын-Юрях, р.	Au	22
VI-3-7	П	Дюпан, р.	Au	22
VI-3-41	П	Чильчи, р.	Au	22
Серебро				
II-6-13	ПМ	Надежда	Ag	22,26
II-6-15	ПМ	Кайлы, руч.	Ag	22,26
II-6-39	ПМ	Якокут, р.	Ag	22,26
VI-3-23	ПМ	Пиля	Ag,Pb,Mo	22
VI-3-26	ПМ	Улонгро, руч.	Ag	22
II-5-4	ГдХА	Мангнубут-Юряге, р.	Ag	22
II-5-6	ГдХА	Оллонгоро, р.	Ag	147
II-5-7	ГдХА	Улахан-Тала, р. (гидрохимич.)	Ag	22
II-5-8	ГдХА	Умулун р.	Ag	22
IV-5-47	ГдХА	Унгра, р.	Ag,Mo	116
Платина и платиноиды				
III-5-6	П	Инагли, мас.	Pt	22
IV-1-24	П	Этыркян, р.	Pt	22
IV-1-16	ПМ	Этыркян, р.	Pt	22
IV-1-21	ПМ	Тас-Миеле, р.	Pt	22
III-5-24	ШО	Лев. Нимгеркан, р.	Pt	22
III-5-27	ШО	Лев. Нимгеркан, р.	Pt	22
IV-6-36	ШО	Левый приток р. Мал. Нимныр	Pt	22
Россыпи платины				
III-5-1	РК	Инагли, р.	Pt	22

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
Радиоактивные элементы				
У р а н				
II-6-47	ММ	Зона Володина, № 510, 511–565, 517	U	22
III-5-48	ММ	Осенний Лист	U	22
IV-5-42	ММ	Дорожное	U	22
IV-6-29	ММ	Унгра-Нимгеркан	U	22
IV-6-38	ММ	Никак	U	22
V-2-9	ММ	Перевальное	U	22
III-4-11	П	Китемелях	U	22
III-6-18	П	Увальное	U	85,142
IV-1-19	П	Тас-Миеленское	U	110,118
IV-1-20	П	Олдонгсинское	U	110
IV-1-23	П	Сумеречное	U	110
IV-1-36	П	Хохолло, р.	U	110
IV-1-38	П	Хохолло	U	110
V-1-33	П	Прима	U	22
V-2-17	П	Хани	U	22
V-3-8	П	Строгач	U	22
VI-5-15	П	Беркакит	U	22
VI-5-21	П	Горбыляхское	U	22
VI-6-14	П	Хоюмканское	U,ap	22
Т о р и й				
V-6-4	П	Усть-Чульманское	Th	22
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Оптические материалы				
Кварц оптический				
III-5-13	МК	Перекавное	q	22
IV-4-14	МК/О	Курумканское	q	22
III-4-4	МС	Чампулинское	q	35
III-4-6	МС	Николаевское	q	35
III-4-10	МС/О	Нижнечугинское	q	35
III-4-14	МС/О	Малютка	q	35
III-4-17	МС/О	Хрустальное	q	35
III-4-19	МС/О	Северное	q	35
III-4-21	МС/О	Горелое	q	35
III-4-22	МС	Морион	q	35

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
Ш-4-24	МС/О	Холодное	q	35
Ш-4-25	МС/О	Отрада	q	35
Ш-4-26	МС/О	Пять Пальцев	q	35
Ш-4-27	МС	Пустынное	q	35
Ш-5-26	МС	Калыньское II	q	147
IV-3-28	МС	Барсукачи	q	22
IV-4-12	МС	Гора Светлая	q	147
IV-5-1	МС/О	Таборное	q	147
V-6-11	МС	Надежное	q	147
V-6-18	МС	Малонихотское	q	147
Ш-4-28	ММ	Засуонтинское	q	35
IV-3-3	ММ	Килеричи	q	22
IV-4-2	ММ/О	Тонракское	q	147
VI-6-26	ММ	Лагерное	q	147
VI-6-32	ММ	Лукинда	q	147
Ш-4-15	П	Катымалях, участок «Широкий»	q	35
Ш-4-20	П	Вольное	q	35
Ш-4-23	П	Авидлово	q	35
Ш-5-10	П	Вымпел	q	147
Ш-5-12	П	Афанасьевское	q	147
Ш-5-14	П	Южное	q	147
Ш-5-23	П	Бол. Нимныр, р.	q	147
Ш-5-30	П	Бол. Нимныр, р.	q	147
Ш-5-33	П	Лев. Нимгеркан, р.	q	147
Ш-5-34	П	Бол. Нимныр, р.	q	147
Ш-5-35	П	Бол. Нимныр, р.	q	147
Ш-5-37	П	Амбурдах	q	147
Ш-5-38	П	Бол. Нимныр, р.	q	147
Ш-5-39	П	Неожиданное	q	147
IV-3-4	П	Делья-Ачин	q	22
IV-3-16	П	Аятукта, р.	q	22
IV-4-27	П	Лабаз, руч.	q	22
V-6-13	П	Снежное	q	22
V-6-16	П	Придорожное	q	22
V-6-19	П	Дозорное	q	22
VI-6-25	П	Окурдан, р.	q	147
VI-6-30	П	Центральное	q	147
VI-6-31	П	Находка	q	147

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
II-3-10	ПМ	Онхой, руч.	q	22
II-4-10	ПМ	Хатыны, руч.	q	22
III-2-12	ПМ	Мурсуку, руч.	q	22
III-2-15	ПМ	Сыгыкта, р.	q	22
III-3-4	ПМ	Хомус, руч.	q	22
III-3-18	ПМ	Холбочинское	q	22
III-4-7	ПМ	Чуга, р.	q	35
III-4-8	ПМ	Чуга, р.	q	35
III-4-9	ПМ	Чуга, р.	q	35
III-4-12	ПМ	Чуга, р.	q	35
III-4-13	ПМ	Чуга, р.	q	35
III-4-16	ПМ	Соголох, руч.	q	35
III-4-18	ПМ	Чуга, р.	q	35
III-5-22	ПМ	Лев. Нимнырыкан, р.	q	35
IV-2-19	ПМ	Ниж. Чокчой, руч.	q	22
IV-3-1	ПМ	Бугоричи, руч.	q	22
IV-3-17	ПМ	Онхой, р.	q	22
IV-3-30	ПМ	Дуга, руч.	q	22
IV-4-1	ПМ	Берложий	q	147
IV-4-3	ПМ	Каверданское	q	147
IV-4-4	ПМ	Делина I	q	147
IV-4-5	ПМ	Находка	q	147
IV-4-7	ПМ	Усть-Амедичинское	q	147
IV-4-8	ПМ	Килиерское	q	147
IV-4-9	ПМ	Чжаганчу	q	147
IV-4-10	ПМ	Высокое	q	147
IV-4-16	ПМ	Амедичинское	q	147
IV-4-23	ПМ	Чогдонское	q	147
IV-4-24	ПМ	Кварцитовое	q	147
IV-4-35	ПМ	Именкээхское	q	147
IV-4-43	ПМ	Сагарское	q	147
IV-5-2	ПМ	Уллунахское 2-4	q	147
IV-5-6	ПМ	Уллунах, р.	q	147
IV-5-8	ПМ	Уллунахское 10	q	147
IV-5-10	ПМ	Дерпуг, р.	q	147
IV-5-13	ПМ	Южный склон	q	147
IV-5-14	ПМ	Спутник	q	147
IV-5-16	ПМ	Хвойное	q	147

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоённость (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
IV-5-19	ПМ	Айанаах, руч.	q	147
IV-5-20	ПМ	Айанаахское	q	147
IV-5-21	ПМ	Хвойное II	q	147
IV-5-29	ПМ	Верхнеамутканское	q (Mo)	147
IV-5-30	ПМ	Снежное	q	147
IV-5-50	ПМ	Кудули, руч.	q	147
V-4-3	ПМ	Телетейское-1	q	455
V-4-4	ПМ	Телетейское-2	q	455
V-6-9	ПМ	Бирикээн, руч.	q	143
V-6-10	ПМ	Дальнее	q	22
V-6-15	ПМ	Длинное I	q	22
VI-3-50	ПМ	Нюкжа, р.	q	22
VI-5-27	ПМ	Лев. Верхний Беркамит, р.	q	148
VI-6-1	ПМ	Горбылях, р.	q	149
VI-6-2	ПМ	Горбылях, р.	q	149
VI-6-4	ПМ	Горбылях, р.	q	149
VI-6-23	ПМ	Буордах, р.	q	149
Флюорит оптический				
II-6-1	ПМ	Алдан, р.	flo	22
IV-5-43	ПМ	Сред. Хатыми, р.	flo	22
III-6-33	П	Жиган	flo	22
Химическое сырьё С е р а				
II-2-4	П	Усть-Дикимдинское	S	22
II-2-2	ПМ	Олёкма, р.	S	22
Флюорит (флюс)				
III-6-12	ММ	Самодумовское	flф	147
II-3-13	П	Балаганах, руч.	flф	22
II-4-6	П	Флюоритовое	flф	22
II-6-27	ПМ	Еннье, руч.	flф	22
III-6-34	ПМ	Шаман, гол.	flф	22
II-6-36	ПМ	Еннье, руч.	flф	22
III-6-48	ПМ	Собака, руч.	flф	22
III-6-65	ПМ	Валунистый, руч.	flф	22
Б а р и т				
IV-6-43	МК	Гематитовое	ba	116

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
Б о р о с и л и к а т ы				
IV-6-32	МК	Тажное	bs	22, 116
IV-6-23	П	Безымянное	bs	116
III-2-2	ВГХО	Аян-Суоллах, р.	bs	127,147
И з в е с т н я к (ф л ю с)				
II-6-20	МК	Дэлбэ	Иф	22
М р а м о р (ф л ю с)				
IV-6-56	МК	Леглиерское	мр(ф)	22
М и н е р а л ь н ы е у д о б р е н и я				
Ф о с ф а т н ы е				
А п а т и т				
III-6-53	МК	Селигдарское	ар	22
III-5-50	МС	Муосталлах	ар	22
V-1-40	МС	Укдусское	ар	22
III-6-50	ММ	Тигровое	ар	22
V-1-32	ММ	Кабаханыр	ар	127
III-5-29	П	Лев. Нимгеркан, р.	ар	147
III-5-32	П	Лев. Нимгеркан, р.	ар	147
III-5-45	П	Осенний Лист	ар	147
III-5-46	П	Курунг	ар	147
III-5-51	П	Тагнарар	ар	147
III-5-52	П	Капля	ар	147
III-6-31	П	Бай	ар	22
III-6-40	П	Лапчатое	ар	22
III-6-51	П	Лев. Нимгеркан, р.	ар	22
III-6-55	П	Лев. Нимгеркан, р.	ар	22
III-6-67	П	Камлун	ар	22
III-6-71	П	Ниранджа, р.	ар	22
III-6-77	П	Томмот, р.	ар	22
IV-5-31	П	Кэннэнэй	ар	117
IV-5-35	П	Открытое	ар	117
IV-5-55	П	Островное	ар	117
IV-5-65	П	Унгра, р.	ар	117
V-1-42	П	Юс-Кюэль	ар	118
V-1-49	П	Юс-Кюэль, р.	ар	118

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоённость (V Э / O)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
V-1-62	П	Кюрэчи	ар	118
V-2-22	П	Олёкма, р.	ар	127
V-6-3	П	Чукордан, р.	ар	22
V-6-5	П	Горбылях	ар	22
V-6-6	П	Бирикэн	ар	22
V-6-8	П	Бирикээн	ар	22
VI-1-30	П	Тас-Юрях, р.	ар	22
VI-3-27	П	Аномальное	ар	22
VI-3-31	П	Ниж. Сувельга, р.	ар	22
VI-6-7	П	Бишь	ар	22
VI-6-11	П	Горбылях, р.	ар	22
VI-6-13	П	Сахатиный	ар	22
VI-6-17	П	руч. Хоюмкан	ар	22
VI-6-18	П	Зверобой	ар	22
VI-6-39	П	Колбычи	ар	22
III-5-15	ПМ	Хангас-Нимнырыкан, р.	ар	22
III-6-3	ПМ	Звезда, руч.	ар	22
IV-2-31	ПМ	Олёкма, р.	ар	22
IV-3-21	ПМ	Чуга, р.	ар	22
IV-4-21	ПМ	Алдан, р.	ар	117
IV-4-45	ПМ	Бол. Инэннэх, руч.	ар	22
V-1-45	ПМ	Юс-Кюэль, р.	ар	118
VI-1-2	ПМ	Имангра, р.	ар	147
VI-1-15	ПМ	Имангра, р.	ар	118
VI-2-8	ПМ	Нюкжа, р.	ар	22
VI-3-44	ПМ	Нюкжа, р.	ар	22
Керамическое и огнеупорное сырье				
Глины огнеупорные				
IV-6-77	МС	Кирпичнозаводское	Гог	116
IV-6-82	ММ	Эргинское	Гог	116
Высокоглиноземистые материалы				
К и а н и т				
VI-5-36	П	Чайных, руч.	ky	22
IV-2-18	ПМ	Тас-Миеле, р.	ky,si	22
С и л л и м а н и т				
IV-4-25	П	Кэннэней, р.	si	36

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
VI-6-20	П	Уланах-Мелемкен, р.	si	147
IV-3-22	ПМ	Аятукта, р.	si	22
IV-3-23	ПМ	Очек, р.	si	22
VI-6-22	ПМ	Нюрангра, руч.	si	147
Доломит огнеупорный				
IV-5-59	МК	Пионерское I	do	116
IV-5-64	МК	Комсомольское	do	116
Абразивные материалы				
Корунд				
VI-5-24	ММ	Чайнытское	cor	147
VI-5-23	П	Капрал, руч.	cor	147
VI-5-34	П	Чайных, руч.	cor	147
VI-5-35	П	Горбыляхское	cor	147
VI-5-42	П	Джелидинское	cor	147
VI-5-54	П	Ороченка	cor	147
Горнотехническое сырье				
Асбест				
III-6-59	ММ	Мрачное	asb	147
II-6-37	П	Еннье, руч.	asb	147
III-6-20	П	Тектоническое	asb	147
III-6-78	П	Тёмное	asb	147
III-6-81	П	Пьяное	asb	147
IV-5-34	П	Амутканское	asb	116
IV-6-46	П	Досмунное	asb	147
VI-2-3	ПМ	Олёкма, р.	asb	22
Мусковит				
III-1-15	ММ	Налды I	mu	22
VI-4-6	ММ	Янское	mu	22
VI-5-28	ММ	Правочульманское	mu	22
VI-5-30	ММ	Слюда	mu	22
III-1-3	П	Джегор-Кыт, руч.	mu	22
III-1-6	П	Тяня, р.	mu	22
III-1-10	П	Буручи, р.	mu	22
III-1-14	П	Правотемулякитское	mu	22
III-1-19	П	Налды-Северное	mu	22
III-1-21	П	Налстак-Баддыдекин, р.	mu	22

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (УЭ /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
III-1-22	П	Амнуннактинское I	tu	22
III-1-26	П	Амнуннактинское II, III	tu	22
III-1-28	П	Амнуннакта, р.	tu	22
III-1-30	П	Мурдуку, р.	tu	127
III-2-17	П	Сыгыкта, р.	tu	22
III-2-18	П	Сыгыкта, р.	tu	22
III-2-20	П	Ниректа, р.	tu	22
III-2-21	П	Мурдуку, р.	tu	22
V-1-14	П	Верхнеэвонокитское	tu	127
V-1-35	П	Верх. Керсюе	tu	127
V-1-46	П	Верхнеханинское	tu	127
VI-4-2	П	Бол. Олонгро, р.	tu	147
VI-4-4	П	Алдан, р.	tu	22
VI-4-5	П	Алдан, р.	tu	22
VI-5-26	П	Северное	tu	147
VI-5-31	П	Прав. Чульман, р.	tu	147
III-1-17	ПМ	Темулякит, р.	tu	22
III-2-9	ПМ	Мурсуку, руч.	tu	22
III-2-10	ПМ	Эльгьян, р.	tu	22
III-2-11	ПМ	Ерюс-Миеле, р.	tu	22
IV-2-1	ПМ	Амнунакта, р	tu	127
IV-2-7	ПМ	Сигиты, р.	tu	127
IV-2-11	ПМ	Лемочи, р.	tu	127
IV-2-21	ПМ	Тарын, р.	tu	127
IV-2-24	ПМ	Тас-Миеле, р.	tu	127
IV-2-36	ПМ	Килейкениех, р.	tu	22
IV-4-28	ПМ	Кэннэней, р.	tu	147
V-2-15	ПМ	Сырылыр, р.	tu	127
VI-4-13	ПМ	Алдан, р.	tu	147
VI-4-22	ПМ	Ниж. Ларба, р.	tu	22
VI-4-24	ПМ	Ниж. Ларба, р.	tu,TR	22
Ф л о г о п и т				
II-5-11	ММ	Инаглинское	phl	22
III-3-14	ММ	Среднегуруньинское	phl	147
III-3-16	ММ	Чугинское	phl	147
III-3-19	ММ	Бугоричинское	phl	147
III-6-13	ММ	Куранахское	phl	22/баланс

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
IV-5-18	ММ	Южно-Нимнырское	phl	147
IV-6-2	ММ	Керакское	phl	27
IV-6-10	ММ	Николкинское	phl	22
IV-6-14	ММ	Верхне-Керахское	phl	147
IV-6-25	ММ	Медведевское	phl	22
IV-6-27	ММ	Швецовское	phl	22
IV-6-31	ММ	Таежнинское	phl	22
IV-6-55	ММ	Леглиерское	phl	22
IV-6-57	ММ	Дальнее	phl	22
IV-6-80	ММ	Любкакайское	phl	22
VI-6-3	ММ	Токтакитское	phl	147
VI-6-27	ММ	Катынаах	phl	147
III-1-23	П	Без названия	phl	22
III-5-2	П	Тунгустах	phl	147
III-5-5	П	Иннагли, р.	phl	147
III-5-28	П	Травное	phl	147
III-5-31	П	Унга-Нимнырыкан, р.	phl	147
III-5-40	П	Томот, р.	phl	147
III-5-42	П	Хардагас, р.	phl	147
III-5-44	П	Томмот, р.	phl	147
III-5-47	П	Хардагас	phl	147
III-5-49	П	Мал. Нимныр, р.	phl	147
III-6-5	П	Рябиновый, руч.	phl	22
III-6-9	П	Тунгусское	phl	22
III-6-11	П	Курунг-Сала, руч.	phl	22
III-6-102	П	Усть-Николкинское	phl	27
IV-4-6	П	Амедицинское	phl	147
IV-5-5	П	Саалахское	phl	37
IV-5-15	П	Лев. Южный Нимныр, р.	phl	147
IV-5-17	П	Правоамутканское	phl	147
IV-5-23	П	Айанаах	phl	147
IV-5-26	П	Усунское	phl	147
IV-5-39	П	Гольцовое	phl	116
IV-5-44	П	Западный Дес	phl	116
IV-5-52	П	Левый Дес	phl	116
IV-5-54	П	Прав. Хатыми	phl	116
IV-5-62	П	Неричинское	phl	147
IV-6-7	П	Хардогас–Ороченка	phl	147

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (Э/О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
IV-6-9	П	Ороченка, р.	phl	22
IV-6-18	П	Горкитское	phl	22
IV-6-22	П	Малый Горкит	phl	116
IV-6-51	П	Лыпыхай, р.	phl	22
IV-6-53	П	Свальное	phl	116
IV-6-54	П	Ернистый, руч.	phl	22
IV-6-62	П	Улахан–Леглиер, р.	phl	22
IV-6-65	П	Улахан–Леглиер, р.	phl	22
IV-6-67	П	Гоновское	phl	116
IV-6-72	П	Древнее	phl	116
IV-6-75	П	Любкакай	phl	22
IV-6-83	П	Тиитское	phl	22
V-6-17	П	Бугарыктинское	phl	22
VI-6-10	П	Бишинское	phl	147
VI-6-21	П	Кабакта, р.	phl	147
VI-6-24	П	Юрь-Юрь, руч.	phl	147
II-6-40	ПМ	Еннье, руч.	phl	126
IV-4-38	ПМ	Унгринское	phl	22
VI-6-9	ПМ	Ступенчатый, руч.	phl	149
Т а л ь к				
V-1-24	П	Билечинское	t	147
В е р м и к у л и т				
III-5-8	МК	Инаглинское	vr	22
Г р а ф и т				
IV-4-31	ММ	Ромашка	gp	22
IV-4-36	ММ	Мал. Имэнкээх	gp	116
IV-6-21	ММ	Надеждинское I	gp	22
IV-6-28	ММ	Надеждинское II	gp	22
VI-1-12	ММ	Имангра, р.	gp	118
III-3-21	П	Чуга, р.	gp	147
III-5-36	П	Бысахское	gp	22
III-6-99	П	Джеваскитское	gp	22
IV-3-18	П	Аятукта, р.	gp	22
IV-3-35	П	Белрой	gp	22
IV-4-37	П	Булгунняхтаское	gp	22
IV-4-44	П	Верх. Булгунняхтах	gp	22
IV-6-5	П	Керакское	gp	147
IV-6-17	П	Левонимгерканское	gp	22

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
V-4-18	П	Малоунгринское	gp	147
V-4-19	П	Левоунгринское	gp	147
V-4-20	П	Анабыл, руч.	gp	147
VI-1-20	П	Ыллын	gp	118
VI-1-24	П	Мурдан-Мукит, р.	gp	22
VI-5-2	П	Верхненерюктинское	gp	22
VI-5-9	П	Ерничковое	gp	147
VI-5-11	П	Вересковое	gp	147
VI-5-39	П	Чайных	gp	22
VI-5-43	П	Чайных, руч.	gp	147
VI-5-46	П	Иенгра, р.	gp	147
VI-5-48	П	Холодникан, р.	gp	авт.дан.
VI-6-19	П	Уланах-Мелемкен, р.	gp	147
VI-6-36	П	Сыгынах, руч.	gp	22
V-4-16	ПМ	Прав. Унгра	gp	22
VI-6-6	ПМ	Бишинское	gp	22
Драгоценные и поделочные камни				
А л м а з ы				
III-6-46	ПМ	Джекконда, р.	di	27
I-1-1	ША	Ырга, р.	di	22
I-1-2	ША	Улахан-Сыккыра, р.	CA/po	22
II-3-6	ША	Левый приток р. Хатын	CA/po	22
II-3-9	ША	Онгхой, р.	CA/po	22
II-3-12	ША	Верховье р. Аппарах	CA/po	22
II-4-16	ША	Килер, р.	CA/po	22
II-4-17	ША	Чомполо, р.	CA/po	22
II-4-18	ША	Чомполо, р.	CA/po	22
II-6-28	ША	Правый приток р. Алдан	CA/po	22
II-6-29	ША	Правый приток р. Алдан	CA/po	22
II-6-41	ША	Левый склон р. Селигдар (сред. теч.)	CA/po	22
II-6-44	ША	Река Селигдар (сред. теч.)	CA/po	22
III-6-6	ША	Левый приток р. Селигдар	CA/po	22
III-6-7	ША	Сирик	CA/po	22
III-6-14	ША	Левый приток р. Селигдар	CA/po	22
III-6-21	ША	Левый приток р. Селигдар	CA/po	22
Хромдиоксид				
III-5-8	МУ/Э	Инаглинское	crdp	22

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
А метист				
III-6-69	ММ	Обман	amt	22
III-1-29	П	Телиэркэлээх, руч.	amt	22
Розовый кварц				
V-1-41	П	Соготок-Харыйя, р.	qr	22
V-1-48	П	Кабаханыр, р.	qr	118
Фукситовый кварцит				
V-1-38	ПМ	Хани, р.	Кф	22
Лабрадориты, андезиниты				
VI-1-31	П	Ингамакит, р.	lbr	22
Амазонит				
IV-3-29	ПМ	Очек, р.	amz	133
Письменный гранит				
V-1-20	П	Эвонокитское	Гп	22
Строительные материалы				
Магматические породы				
Кислые интрузивные породы				
VI-5-6	МК	Грэсовское	СМ	Баланс
VI-5-20	МК	Половинка	СМ	Баланс
III-6-16	МС	Алданское	СМ	Баланс
IV-6-37	МС	Янгинское	СМ	Авт. дан.
VI-3-48	МС	Чильчинское	СМ	Авт. дан.
VI-5-4	МС	Водораздельное	СМ	Баланс
IV-5-68	ММ	Бол. Хатыми	СМ	22
VI-3-17	ММ	Талума, р.	СМ	22
VI-3-46	ММ	Унгкурхейское	СМ	22
VI-4-23	ММ	Последний, руч.	СМ	22
Основные и ультраосновные интрузивные породы				
IV-5-53	МК	Огоньор	СМ	22
IV-6-8	МС	Васильевское	СМ	22
V-1-61	ММ	Сайбалахское	СМ	22
VI-3-47	ММ	Нюкжа, р.	СМ	22

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
Щелочные интрузивные породы				
VI-2-2	ММ	Тас-Юряхское	СМ	
Карбонатные породы				
Мрамор				
IV-1-10	МК	Надежда	СМ	116
IV-5-57	МК/Э	Марийка	СМ	116
Известняк				
III-6-8	МК	Алданское	И	27
II-6-12	МС	Бурное	И	22
V-1-39	ММ	Вельби	И	22
Доломит				
III-6-52	МК	Селигдарское	Дл	Баланс
III-6-75	МК	Юхтинское	Дл	27
IV-6-78	МК	Комсомолка	Дл	116
Глинистые породы				
Глины и суглинки кирпичные, черепичные				
II-6-50	ММ	Якобитское	Гкр	22
II-6-51	ММ	Якобитское	Гкр	22
Глинистые сланцы керамзитовые				
V-5-7	МС	Талуминское	Гкз	Баланс
VI-5-5	ММ	Ларионовское	Гкз	Баланс
Обломочные породы				
Песчано-гравийный материал				
V-5-20	МК	Чульманское	СМ	Баланс
II-6-49	МС	Алданское	СМ	126
III-6-103	МС	Курунг-Салаинское	СМ	Баланс
III-6-106	МС	Бол. Куранах, р	СМ	
III-6-104	ММ	Усть-Юхухтинское	СМ	Баланс
III-6-107	ММ	Кукера	СМ	
VI-2-26	ММ	Олёкминское	СМ	
VI-2-27	ММ	Нюкжинское	СМ	

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
Песок строительный				
VI-5-55	МК	Горбылях, р.	СМ	Баланс
II-6-48	ММ	Усть-Селигдарское	СМ	
III-6-105	ММ/Э	Юхухтинское	СМ	
V-2-35	ММ	Олекма, р.	СМ	430
V-5-19	ММ	Усть-Кабактинское	СМ	Баланс
Песчаник				
V-5-15	МК	Нерюнгринское	СМ	
Прочие ископаемые				
Г и п с				
II-2-3	П	Сагарай, р.	г	122
К в а р ц и т				
IV-6-1	МК/Э	Керакское	К	455
VI-4-31	П	Буркат, р.	К	456
Подземные воды				
П р е с н ы е				
V-5-17	МС	Нерюнгринское	Пресные воды	
V-6-2	И	Тимптон, р.	Пресные воды	
Минеральные промышленные				
Б р о м н ы е				
I-4-1	И	Сывлысардах, р.	Бромные мин. воды, скважина	22
Минеральные лечебные				
А з о т н ы е				
I-2-1	И	Олёкма, р.	Азотные источники	22
I-2-2	И	Олёкма, р.	Азотные источники	22
I-2-3	И	Атырджал, р.	Азотные источники	22
I-2-4	И	Атырджал, р.	Азотные источники	22
I-3-1	И	Ченкиямская	Азотные источники	22
I-3-2	И	Туолба, р.	Азотные источники	22

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения; промышленная освоенность (/Э /О)	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
I-3-3	И	Туолба, р.	Азотные источники	22
I-3-4	И	Туолба, р.	Азотно-метановые (источник)	8
I-4-2	И	Кучугуй-Санькча, р.		
II-1-2	И	Тяня, р.	Азотные источники	108
II-1-3	И	Тяня, р.	Азотные источники	108
II-2-1	И	Олёмка, р.	Азотные источники	62, 74
II-4-1	И	Амга, р.	Азотные источники	22
Радоновые				
III-6-72	И	Травный, руч.	Радоновый источник	22
Термальные				
IV-2-34	И	Олёмминские	Источник термальных вод t 20–70°	22
V-2-2	И	Олёмминский	Источник термальных вод t 20–70°	22
V-6-14	И	Горбылях, р.	Источник термальных вод t 20–70°	22
VI-5-16	И	Малонахотский	Источник термальных вод t 20–70°	22
Газ негорючий				
IV-5-37		Десовское	Гз	22

Примечание. Принятые сокращения. Коренные месторождения: МУ – уникальное, МК – крупное, МС – среднее, ММ – малое. Россыпные месторождения: РК – крупное, РС – среднее, РМ – малое. Промышленная освоенность месторождений (дается после знака / (дробь): Э – эксплуатируемое; О – отработанное (выработанное); разведанные и неосвоенные, а также частично отработанные и законсервированные даются в таблице без знаков освоенности. П – проявление; ПМ – пункт минерализации; И – источник; шлиховые: ореолы – ШО, аномалии – ША; геохимические ореолы: первичные – ПГХО, вторичные – ВГХО; аномалии: гидрохимические – ГДХА.

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минералогических подразделений (по состоянию на 1.01.2013 г.)

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Единица измерения	Площадь, км ²	Запасы по категории (А, В и С)				Σ А + В + С	Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы, Р			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы) (св/С)	
					А	В	С ₁	С ₂			Р ₁	Р ₂	Р ₃				
1	2.1 Верхнеамгинский потенциальный золоторудный район	Золото	т	3700			0,013	0,036	0,049				200		200		
		Золото россыльное	т													0,049	
		Флюорит	тыс. т											65,5		65,5	
2	3.1 Тасмизлинская мусковит-урано-железная зона	Железо	млн т	7300						20		19,5			39,5		
		Мусковит	тыс. т									7,5			7,5		
		Бериллий ВеО	тыс. т										25,7			25,7	
		Литий Li ₂ O	тыс. т										200	300		500	
		Медь	тыс. т										90			90	
		Молибден	тыс. т											18		18	
		Ниобий Nb ₂ O ₅	тыс. т											6,9	1,2	8,1	
3	3.2. Диалтунда-Нелокинская железноносная зона	Тантал Та ₂ O ₅	тыс. т									1,8	8,4	10,2			
		Титан TiO ₂	млн т										2,2		2,2		
		Редкие земли TR ₂ O ₃	т							150					150		
		Железо	млн т	1900				343,4			170	306		819,4			

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Единица измерения	Площадь, км ²	Запасы по категории (А, В и С)				Σ А + В + С	Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы, Р			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы)
					А	В	С ₁	С ₂			Р ₁	Р ₂	Р ₃			
4	5.1 Угуйский медно-урано-золоторудный район	Золото	т	1060								107,1		107,1	0,101	
		Уран	тыс. т										101		101	
		Медь	тыс. т						2160				1450		3610	
5	6.1 Хани-Эвонокитский апатит-редкоземельно-редкометалльный рудный район	Серебро	т	1600								5632		5632		
		Апатит Р ₂ О ₅	млн т					48,94	48,94			2,45		51,39		
6	8.1 Чульманско-Нерюн-гринский угольный район	Железо	млн т						208					208		
		Уголь	млн т					22,978	370,614	2599,45	2525,8	5518,9	124,6	30533,5	4,362	
7	9.1 Калаканский графито-железорудный район	Никель	тыс. т	7000						67,4				67,4		
		Графит	млн т	450								7	19	26		
8	9.2 Каларский редкоземельно-apatит-титановорудный район	Титан TiO ₂	млн т										0,22	0,22		
		Апатит Р ₂ О ₅	млн т	480									30	30		
		Графит	млн т										11	11		
9	9.0.1 Сеймо-Куранахский редкоземельно-apatит-титановорудный узел	Титан TiO ₂	млн т	500								7,821	160,66	68,476		
		Апатит Р ₂ О ₅	млн т										8,7	8,7		
10	10 Северианская корундо-мусковит-золоторудная минералогическая зона (Au, mu, co, AR ₂ , PR _{1,3} -K ₁ , P-N, Q) (вне рудных узлов)	Золото россыпное	т			5,401	1,782	7,183	0,226					7,409		
		Золото	т											13,6	13,6	

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Единица измерения	Площадь, км ²	Запасы по категориям (А, В и С)				Σ А + В + С	Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы, Р			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы)	
					А	В	С ₁	С ₂			Р ₁	Р ₂	Р ₃				
11	10.0.1 Верхнечуманский мусковитоносный узел	Мусковит	тыс. т	355					0,083					0,083			
12	10.0.2 Хребтовый мусковитоносный узел	Мусковит	тыс. т	245		0,159			0,159					0,159			
13	10.0.3 Чайнытский кнани-то-корундоносный узел	Корунд	тыс. т	295	3,2	1,6			4,8					4,8			
14	10.0.4 Иенгро-Тимгонский потенциальный золоторудный узел	Золото	т	600							148			148			
15	0.1 Субгано-Килиерский титан-флогопит-кварцевохрусталоносный район (q,phl,Ti /AR-PR ₁)	Флогопит	тыс. т	7750		10,835	2,11	1,492	14,437					14,437			
		Титан TiO ₂	млн т							3,4					3,4		
		Редкие земли (иттриевая группа) TR ₂ O ₃ (y)	тыс. т										0,51			0,51	
		Графит	млн т								0,018		0,36	2,5		2,878	
		Молибден	тыс. т											4,5		4,5	
		Ванадий V ₂ O ₅	тыс. т									52				52	
	Железо	млн. т							19,5				19,5				
16	0.2 Чомоло-Алданский флогопит-кварцевохрусталоносный район (q(phl) / AR-PR ₁)	Горный хрусталь	т	7000		3203,6		729	3932,6					3932,6			
		Уран	тыс. т									12,2			12,2		

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Единица измерения	Площадь, км ²	Запасы по категориям (А, В и С)				Σ А + В + С	Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы, Р			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы)
					А	В	С ₁	С ₂			Р ₁	Р ₂	Р ₃			
17	0.3 Верхненемьровский апатит-железорудный район (Fe(ap)/ AR ₂ -PR ₁) (вне рудных узлов)	Апатит P ₂ O ₅	млн т	9200	346,657	930,52	14,3	157,3	1291,5	157,3	191		1639,8	0,178		
		Платина	т		0,022	0,442		0,024	0,464	0,024			0,488			
		Вермикулит	млн т			2,857	0,387	2,232	3,244				5,476	0,001		
		Флогопит	тыс. т			0,2		0,2	0,2				0,2			
		Хромдиоксид	кг			3208,1	17 859	7689	21 067				28756,2			
18	0.3.1 Таежнинский железорудный узел	Железо	млн т	250	284,95	677,494	297,03	136,9	1259,5	136,9	20		1416,38	5,665		
		Флогопит	тыс. т		3,562	0,205		3,767					3,767			
		Боросиликаты В ₂ O ₅	млн т			104,747	19,127	123,87					123,874			
		Барит В ₂ O ₅	млн т					1,656					1,656			
		Редкие земли TR ₂ O ₃	тыс. т										15		15	
19	0.3.2 Десовский железорудный узел	Железо	млн т	420	76,534	285,139	693,1	1054,8	1054,8	1209,2	117,7		2381,66	5,671		
		Железо	млн т		84,057	58,414	59,217	42,84	201,69	42,84			244,52	0,611		
20	0.3.3 Сиваглинский железорудный узел	Доломит огнеупорный	млн т	400	3,7	16,5		20,2	20,2				20,2			
		Кобальт	тыс. т			3721		3721	1,5				3722,5			
		Медь	тыс. т			71,5		71,5					71,5			
		Редкие земли	тыс. т				17,87	17,87		17,87			36,88		54,75	

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Единица измерения	Площадь, км ²	Запасы по категории (А, В и С)				Σ А + В + С	Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы, Р			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы)
					А	В	С ₁	С ₂			Р ₁	Р ₂	Р ₃			
		TR ₂ O ₃	млн т					5,1						5,1		
		Белоцветные глины	млн т													
		Пестроцветные глины	млн т					3,9						3,9		
21	0.4 Тимптонский графит-железородный флогопитоносный район (phl(Fe-gr)/AR ₂)	Флогопит	тыс. т		0,516	64,096	8,839	73,451	23,37					96,824	0,015	
		Графит	млн т	6500	3,712	4,371		8,083		1,5	11,8			21,383	0,003	
		Кварцит	млн т			11,6	87,6	99,2							99,2	
		Мрамор, флюс	млн т								10,9			10,9		
22	0.5 Центрально-Атланский урано-золоторудный район (Au,U/I ₃ -K ₁ ,P ₁ -N,Q) (вне рудных узлов)	Золото россыпное	т	5950		33,269	53,61	86,879	9,425	27,23	7,78	13,62		144,934		
		Аметист	кг						36,8					36,8		
23	0.5.1 Куранахский золоторудный узел	Золото	т		2,099	84,72	21,094	107,91	106,9	15,83	16	28,4		275,066	0,404	
		Серебро	т	680		3,1	100,75	103,85	24,47					128,32		
		Известняк, флюс	млн т						3579					3579		
24	0.5.2 Лебединский золоторудный узел	Золото	т			4,281	0,939	5,22	12,81	19,55	29,02	14,5		81,103	0,054	
		Серебро	т			2,894		2,894	21,4	9,8				34,094		
		Молибден	тыс. т	1500					0,278					0,278		
		Редкие земли TR ₂ O ₃	тыс. т						2				2			

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Единица измерения	Площадь, км ²	Запасы по категории (А, В и С)				Σ А + В + С	Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы, Р			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы)	
					А	В	С ₁	С ₂			Р ₁	Р ₂	Р ₃				
25	0.5.3 Эльконский молибдено-золото-урановорудный узел	Уран	тыс. т	500	0,409	4,229	4,638	8,85	54	67,488	0,135			67,488	0,135		
		Золото	т		16,477	7,54	24,017	4,868	22,4	40,89	13					105,175	0,21
		Серебро	т		56,8	16,5	73,3	13,3								86,6	
26	0.6 Эвотинский урано-золоторудный район (Au,U/I ₃ -K ₁ -P-N,Q)	Золото россыльное	т	2400	0,363	0,025	0,388	0,042		0,43				0,43			
		Золото	т			15,095		2,598	3,388	23	44,081					0,018	
		Горный хрусталь	т			11,5	11,5				11,5						
27	0.7 Верхнетимтогонский флогопит-кварцевохрустальный район (qph)/AR ₂ -PR ₁)	Кварц пьезооптический	кг	4400				30		30				30			
		Золото	т														
28	0.0.1 Олдонгенский потенциальный урано-золотомеднорудный узел (Cu,Au,U/I ₃ -K ₁ -P-N,Q)	Золото	т	750							100			100			
		Уран	тыс. т								76			76			
29	0.0.2 Нижнеханский потенциальный урано-золото-меднорудный узел (Cu,Au,U/I ₃ -K ₁ -P-N,Q)	Золото	т	500							18			18			
30	11 Южно-Ставовая потенциальная молибден-серебро-золоторудная минералогическая зона (Au,Ag,Mo/ K ₁)	Золото	т								100			100			
		Серебро	т								1512			1512			
		Апатит P ₂ O ₅	млн т								0,082			0,082			
		Церий	т										23,5		23,5		
		Лантан	т										47,8		47,8		
		Иттрий	т										3,85		3,85		

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Единица измерения	Площадь, км ²	Запасы по категории (А, В и С)				Σ А + В + С	Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы, Р			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы)
					А	В	С ₁	С ₂			Р ₁	Р ₂	Р ₃			
31	12.1 Апсакано-Нагоринский молибден-серебро-золоторудный район (Al, Ag, Mo)	Золото	т	3600								15,4		15,4	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы)	
		Серебро	т									12,1	209,5	221,6		
		Молибден	тыс. т									216,8	7,2	224		
		Свинец	тыс. т									1,6		1,6		
		Цинк	тыс. т									1,1		1,1		
		Рений	т								11,7		11,7			

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Месторождения рудных полезных ископаемых и алмазов	Железные руды	PP-3	P ₂	189,5 млн т
			P ₃	306 млн т
		PY-4	P ₁	1229,2 млн т
			P ₂	117,685 млн т
	Бериллий	PP-2	P ₂	25,7 тыс. т
	Иттрий	Вне PP-1	P ₃	3,85 т
	Лантан	Вне PP-1	P ₃	47,8 т
	Литий	PP-1	P ₁	200 тыс. т
			P ₂	300 тыс. т
	Медь	PP-3	P ₁	2,16 млн т
			P ₂	0,09 млн т
			P ₃	1,45 млн т
	Молибден	PP-4	P ₂	216,8 тыс. т
			P ₃	29,7 тыс. т
	Ниобий (Nb ₂ O ₅)	PP-3	P ₂	6,9 тыс. т
			P ₃	1,2 тыс. т
	Редкие земли (без подразделения)	PY-2	P ₃	51,88 тыс. т
	Редкие земли, иттриевая группа	PP-1	P ₃	0,51 тыс. т
	Рений	PP-1	P ₂	11,7 т
	Свинец	PP-1	P ₂	1,6 тыс. т
	Тантал в коренных месторождениях (Ta ₂ O ₅)	PP-4	P ₁	1,8 тыс. т
			P ₂	8,4 тыс. т
			P ₃	1,05 тыс. т
	Титан в коренных месторождениях (TiO ₂)	PP-3	P ₂	2,2 млн т
			P ₃	0,22 млн т
		PY-2	P ₁	7,821 млн т
			P ₂	60,655 млн т
	Церий	Вне PP-1	P ₃	23,5 т
	Цинк	PP-1	P ₂	1,1 тыс. т
	Золото в коренных месторождениях	Вне PP-3	P ₃	113,6 т
			PP-6	345,5 т
		PY-15	P ₁	61,168 т
P ₂			85,91 т	
		P ₃	321,9 т	

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
	Серебро	Вне РР-1	P ₃	1512 т
		РР-4	P ₂	12,1 т
			P ₃	5841,5 т
		РУ-1	P ₁	9,8 т
Радиоактивное сырье	Уран	РР-2	P ₃	113,2 тыс.т
		РУ-4	P ₁	8,85 тыс. т
				P ₃
Месторождения нерудных полезных ископаемых, углей, горючих сланцев	Уголь	РР-2	P ₂	7748 млн т
			P ₃	17142 млн т
	Апатиты (P ₂ O ₅)	Вне РР-1	P ₂	0,082 млн т
			P ₁	2,45 млн т
		РР-5	P ₃	221 млн т
		РУ-1	P ₂	8,7 млн т
	Графит	РР-7	P ₁	1,5 млн т
			P ₂	19,159 млн т
			P ₃	32,5 млн т
	Мраморы (для металлургической, химической, стекольной, пищевой промышленности)	РР-1	P ₂	10,9 млн т
Слюда–мусковит	РР-1	P ₂	7,5 тыс. т	
Флюорит	РР-1	P ₃	65,5 тыс. т	
Россыпные месторождения рудных полезных ископаемых и алмазов	Золото	РР-8	P ₁	27,23 т
			P ₂	7,78 т
			P ₃	13,62 т

Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Гостеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ	Рекомендованные для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
1	Верхнеамгинский потенциальный золоторудный район (2.1 Au)	–	$P_3 = 200$ т	200 т	Ийзэнско-Верхнеохойская площадь: поисковые работы (опережающие и сопровождающие геофизические и геохимические исследования, каналы, поисковое бурение), первая очередь. Балаганахская площадь: поисковые работы (опережающие и сопровождающие геофизические и геохимические исследования с целью уточнения участков постановки горных работ, каналы, поисковое бурение), первая очередь
2	Иенгро-Тимптонский потенциальный золоторудный узел (10.0.4 Au)	–	$P_3 = 148$ т	148 т	Дыгдалинская площадь: поисковые работы (опережающие и сопровождающие геофизические и геохимические исследования, каналы, поисковое бурение), первая очередь. Сорокинско-Муравьевская площадь: поисковые работы (опережающие и сопровождающие геофизические и геохимические исследования, каналы, поисковое бурение), первая очередь. Усть-Шатровская площадь: поисковые работы (геологическая съемка, опережающие геофизические и геохимические исследования), вторая очередь
3	Олдонгинский потенциальный уран-золотомеднорудный узел (0.0.1 Cu, Au, U/ U_3 –K $_1$, P–N, Q)	–	$P_3 = 100$ т	100 т	Вершинная площадь: поисковые работы (опережающие и сопровождающие геофизические и геохимические исследования, каналы, поисковое бурение), первая очередь. Верхнеолдонгинская площадь: поисковые работы (опережающие и сопровождающие геофизические и геохимические исследования с целью уточнения участков постановки горных работ, каналы, поисковое бурение), вторая очередь

Изотопный возраст докайнозойских образований

Возраст	Наименование геологического подразделения легенды	Географическая привязка	Анализируемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Источник информации
Мезозой	Инаглинский комплекс	Исток р. Инагли	Оливинит Дунит (оливинит)	122 ± 2 (n = 8) 133 ± 1,6 (n = 11)	U-Pb	Авторы отчета
		Исток р. Инагли	Перидотит, клинопироксенит,	133,9 ± 1,6 (1) 136 ± 5 (1)	U-Pb K-Ar	Луконина и др., 1975 (1)
		Карьер Инагли	Дунит (оливинит)	2068 ± 14 (n = 3) 1417 ± 12 (n = 2)	U-Pb	Авторы отчета
	Тындинско-бакаранский комплекс	Река Нюкжа, устье р. Чильчи	Порфириновый биотит-роговообманковый сиеногранодиорит	122 ± 1,5 (n = 14)	U-Pb	Авторы отчета
		Правый водораздел р. Нюкжа	Кварцевый монодиорит	119,7 ± 2,3 (n = 10)		
		Река Олёкма	Роговообманковый сиенит	122,49 ± 0,92 (n = 9)		
		Река Нюкжа, устье р. Чильчи	Биотит-роговообманковый сиеногранодиорит	124,9 ± 1,8 (n = 10)		
		Река Олёкма	Гранит	125,3 ± 1,9 (n = 10)		
		Река Олёкма	Лейкогранит	126,23 ± 0,99 (n = 9)		
		Река Монахта 1-я	Гранит	145,2 ± 5,0 (n = 10)		

Возраст	Наименование геологического подразделения легенды	Географическая привязка	Анализируемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Источник информации	
Мезозой	Алданский комплекс	Река Селигдар	Сленит-порфир	130 ± 1 (n = 8)	U-Pb	Авторы отчета	
		Поселок Лебединый	Кварцевый монцонит-порфир	133,4 ± 1,2 (n = 14) 135,9 ± 1,9 (n = 6) 2149 ± 29 (n = 1) 2380 ± 33 (n = 1)			
		Бассейн верхних течений рек Селигдар, Томмог, Якокут, Ыльымах в 30–40 км южнее г. Алдан	Кварцевые сиенит-порфиры, сиенит-порфиры, монцониты	220 ± 5 (1) 145 ± 20 (1) 152 ± 7 (2) 171 ± 6 (2) 182 ± 4 (2) 192 ± 7 (2) 146 ± 5 (2) 247 ± 13 (1)	U-Pb K-Ar	Амарский В. Г., 1970 (1) Первов В. А. и др., 1991 (2)	
		О-51-ХVШ, Рябиновый массив	Порфировые сиениты, эгирин-авгитовые сиениты	132,9 ± 2,0; (4) 143,3 ± 2,9; (4) 138,0 ± 8,1; (4) 141,7 ± 2,9; (4) 130,4 ± 1,2 (4) 138 ± 0,3 (3) 137,8 ± 4,6 (3) 148 ± 5 (3) 141 ± 5 (3)	U-Pb	Еремеев и др., 1984, 1992 (3), Молчанов А. В., 2009 (4)	
		О-51-ХVШ; район Лебединского месторождения	Сленит-порфиры	134 ± 4; (6) 137 ± 3; (6) 108 (5)	K-Ar	Угрюмов А. Н., Карелин В. В., Уютов В. И., 1978 (6) Орлова М.П. и др., 1992 (5)	
		Река Алдан, правый берег, район о. Байанай					

Возраст	Наименование геологического подразделения легенды	Географическая привязка	Анализируемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Источник информации	
Мезозой		Водораздел рек Селигдар–Якокит в их нижнем течении	Эпидейцитовый сиенит	135,9 ± 1,9 (n = 6)	U-Pb	Авторы отчета	
				1935 ± 18 (n = 3)			
				496,5 ± 7			
	Тобукский комплекс	О-51-XVШ	Эруптивные брекчии с лампроитовым цементом, лампроиты	2662 ± 24	U-Pb K-Ar	Богатиков О. А., Рябчиков И. Д., Кононова В. А. и др., 1991 (1)	
				392 ± 5,2			
				133,9 ± 4,3 (1)			
				133 ± 6 (1)			
			О-51-XVШ, Якутский массив	Щелочные сиениты, лампроиты, минетты,	136 ± 5 (1)	U-Pb	Кононова В. А., Богатиков О. А., Первов В. А. и др., 1994 (3),
					147 ± 6 (1)		
				Псевдолейцитовый тингуаит	132–140 (2)	K-Ar	Томшин и др., 1986 (2)
			Субщелочные кварцевые диорит-порфиры, гранит-порфиры	121–122,7 (3)	U-Pb	Кононова В. А., Богатиков О. А., Первов В. А. и др., 1994 (3),	
			Витродацит, андезидацит	120 (4)	K-Ar	Угрюмов А. Н., Дворник Г. П., Баранников А. Г., 1982 (4)	
Сэганринский вулканический комплекс	Правобережье р. Джелинда; Сугамская ВТС	Сугамская ВТС	Субщелочные кварцевые диорит-порфиры, гранит-порфиры	108–136 (1)	K-Ar	Угрюмов А. Н., Карелин В. В., 1978 (2), Угрюбин Д. В. (отв. исп.)	
				144 ± 2 (2)			
				124 ± 5 (3)			
				83 ± 4 (3)			
				126 ± 9 (3)			
			Витродацит, андезидацит	126 ± 17 (3)	K-Ar	Отчет Гонамского отряда Иенгрской партии о результатах групповой геологической съемки, 1986 (3)	

Возраст	Наименование геологического подразделения легенды	Географическая привязка	Анализируемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Источник информации
Мезозой	Томмотский комплекс	О-51-ХII Томмотская кальдера, Якутская кальдера, гора Родолендрон, гора Заря, исток р. Якокит	Полевошатовый лейцитит, эпидейцитовый фонолит, щелочной трахит, перидотитшонкинит-порфир, игнимбрит щелочного трахита	153 ± 5 (1) 140 ± 5 (1) 145,3 ± 0,3 (2) 136,5 ± 1,5 (2) 148 ± 5 (1) 160 ± 5 (2) 169,5 ± 1,5 (2) 187,7 ± 2,3 (2)	К-Аг	Первов В. А. и др., 1991 (1), Максимов Е. П., Уютов В. И., 1988 (2) Шнай Г. К., Орлова М. П., 1977 (3) Угрюмов А. Н., Карелин В. В., Уютов В. И. и др., 1978 (4)
		О-51-ХVIII; Центр. Алдан, Томмотский массив	Полевошатовые лейцититы, игнимбриты, щелочные трахиты, лейцитовые тефриты, лейцититовые фонолиты	153 ± 5 (1) 151 ± 5 (1) 145,3 ± 0,3 (2) 160 ± 1,5 (2) 146 ± 4 (3) 137 ± 4 (3) 147,3 ± 1,5 (4) 150 ± 0,2 (4)	К-Аг	
Палеозой	Ороченский комплекс	О-51-ХVIII верх. руч. Орочен; верх. Бол. Юхты; верх. р. Нимгержан	Кварцевый сиенит-порфир, ортофиды, сиенит-порфиры	188 (1) 217 (1) 186,6 ± 5,6 (2)	К-Аг	Азанов Г. М., Шапошиков Д. П., Подкопаев В. А. и др., 1963 (1) Угрюмов А. Н., Карелин В. В., Уютов В. И. и др., 1978 (2)
	Карабуранский комплекс	О-51-ХХХVI, массив Кара-Буран	Гранодиорит, монцонит, монцолдиорит	107 ± 6,5 126 ± 6 127 ± 5	К-Аг	Е. П. Миронюк
	Амананский комплекс	Итакинский массив Сигирлинский массив	Гранит Гранит	233 ± 53 236–248	Rb-Sr U-Pb к-д	Соболев, Смоляр, 1990 Загрузина, 1978

Возраст	Наименование геологического подразделения легенды	Географическая привязка	Анализируемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Источник информации	
Палеозой	Тасский комплекс	Река Юктали	Граносиенит лейкократовый, средне-мелкозернистый фельдшпатолит	287 ± 2 (n = 8) 283,5 ± 1,6 (n = 10)	U-Pb	Авторы отчета	
		О-51-XXXI; р. Олёкма ниже устья Нюкжи, Тасский массив	Граниты щелочно-полевошпатовые, сиениты, граносиениты	280, 284	U-Pb	Миронюк Е. П., Тимашков А. Н., Чухонин А. П. и др., 1996	
Рифей	Сивагинский комплекс	О-51-XXIV; бассейн верхнего течения р. Мал. Нимныр	Долериты клинопироксенные	1204 ± 20	K-Ar	Миронюк Е. П., Тимашков А. Н., Чухонин А. П. и др., 1996	
Протерозой	Дурынчинский комплекс	Река Олёкма, правый берег руч. Васильевский	Крупнозернистый гранит	1860 ± 33 до 2812	U-Pb	Авторы отчета	
		Река Олёкма, левый берег	Катаклазированный гранодиорит-порфирит	127,9 ± 1,2 (n = 6) 1998 ± 28 (n = 1) 2461 ± 21 (n = 1)			
		Река Олёкма правый берег, устье р. Дырын-Юрях	Гранит	129,6 ± 1 (n = 8) 1822 ± 14 (n = 3)			
	Амутский комплекс			Лейкограниты, субщелочные граниты	1899 ± 6 1907 ± 15	U-Pb	Котов и др., 1993, 2003
			О-51-XXV, Ханинский массив	Граниты	1935 ± 40 (1)	Pb-Pb	Неймарк и др., (Pb-Pb) (1)
	Пуричканский комплекс	О-50-XXX, Пуричканский массив		Граниты биотитовые крупнозернистые	1873 ± 2 (2) 1910 ± 40 (2)	U-Pb Rb-Sr	Ларин и др., (Rb-Sr) 2000 (2);
			Ханинский массив	Пироксениты	1830 ± 40	K-Ar	Неймарк и др., 1989
	Курунг-Юряхский комплекс	Чаро-Токкинское междуречье, р. Курунг-Юрях		Метасоматиты	1750 (1) 1840 (2) 2030 (3)	U-Pb	Миронюк и др., 1984 (1) Неймарк и др., 1980 (2) Борисов и др., 1980 (3)

Возраст	Наименование геологического подразделения легенды	Географическая привязка	Анализируемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Источник информации	
Протерозой	Скальный комплекс	Эльконский горст	Метадиориты	1892,0 ± 9,1 (n = 10) 1700–1900	U-Pb U-Pb	Авторы отчета Казанский В. И. и др., 1968	
	Селигдарский комплекс	Селигдарская трубка	Карбонатиты, апатитовая руда	1880 ± 10 (1) 1854 (2) 2000 (2)	U-Pb Rb-Sr K-Ar	Миронюк Е. П., 1998 (1) Энтин А. Р., Тянь О. А., 1984 (2)	
	Каменковский комплекс	Каменковский массив	Гранит амфибол-биотитовый, калиевый	Гранит амфибол-биотитовый, калиевый	2062 ± 5 1920 ± 76	Rb-Sr	Березкин, 1977
		Субганский грабен	Лейкограниты, пегматиты	Лейкограниты, пегматиты	1862 ± 20 2034 ± 95	K-Ar	Миронюк, 1996
		Каменковский массив	Лейкограниты	Лейкограниты	2062 ± 5	U-Pb	Авченко и др., 1999
		Обширный массив	Щелочно-полевошпатовые граниты	Щелочно-полевошпатовые граниты	1966 ± 4 1901 ± 1	U-Pb	Котов, 2003, Миронюк и др., 1996
	Куранахский комплекс	Олдонгинский грабен	Метаграхидолериты, метадиабазы	2202; 1883 ± 46	Sm-Nd	Журавлев и др., 1989 Миронюк, 1998	
	Верхнечугинский комплекс	Верховья р. Амга, руч. Крутой	Долерит авгитовый (лампрофир?)	Долерит авгитовый (лампрофир?)	2302 ± 12 2155 ± 34	U-Pb	Авторы отчета
		Река Амга, руч. Крутой	Долерит авгитовый (лампрофир?)	Долерит авгитовый (лампрофир?)	от 2048 ± 4 до 2162 ± 40	U-Pb	
		О-51-XXI; район Субганского грабена	Метадиабаз	Метадиабаз	1950 ± 20	Sm-Nd	Древнейшие породы Алдано-Станового щита. Путеводитель, 1989
Унтринский комплекс	Река Бол. Хатыми	Кварцевый монодиорит	Кварцевый монодиорит	1985 ± 8 (n = 10)	U-Pb	Авторы отчета	
	Унтринский клин до междуречья Хатыми–Тимптон и Тимптон–Анамжак	Метаморфизованный монодиорит	Метаморфизованный монодиорит	2007,0 ± 7,5 (n = 9)	U-Pb		

Возраст	Наименование геологического подразделения легенды	Географическая привязка	Анализируемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Источник информации	
Протерозой	Тийтский комплекс	Левый водораздел р. Русская	Монцдиорит	2003 ± 12 (n = 5)	U-Pb	Авторы отчета	
	Сулуматский комплекс	Оз. Тас-Мисле, бассейн р. Сулумат	Метадиабазы, долериты	1879 ± 56 (1)	K-Ar	Миронок, 1996 (1)	
		Бассейн р. Сулумат на левобережье Чары		Долериты клинопироксеновые	1883 ± 46 (2)	Sm-Nd	Немчин (2)
						1845 ± 55 (3)	K-Ar
	Бытыгурская серия, ханинская свита	О-51-XXV; левобережье р. Хани, Ханинский грабен	Филлиты	1950 ± 11	Rb-Sr	Горохов И. М., Тимофеев В. Ф., Бизунок М. Б. и др., 1989	
	Ярогинская серия	Ярогинский грабен	Слюдяные, амфиболитовые сланцы	1996 1880 ± 50 2026 ± 30	K-Ar	Березкин В. И., 1977	
	Тукурингский комплекс	Кувьктинский массив	Граниты	2505 ± 20	U-Pb	Миронок и др., 1996	
	Архей	Раннефedorовский комплекс	Руч. Медведка (приток р. Мал. Нимныр)	Метабазит из рудных минералов	1903 ± 16 1908 ± 15	Ar-Ar	Смелов и др., 2006
		Нерасчлененные гранитоиды	О-51-XXVI; р. Алдан, район устья Мал. Нимныр	Гранит микроклиновый	2398 ± 4 (1)	U-Pb	Сальникова и др., 1997 (1)
				Гранит гиперстен-амфибол-биотитовый	2340 ± 10 (2)		Морозова и др., 1990 (2)
			Кварцевые диориты	более 2220 (3)		Авченко и др., 1999 (3),	
Неричинский комплекс	Река Тимптон, Неричинский массив, Монахтинский массив	Тоналиты субщелочные Граниты	1918 ± 1 (4) 2410 ± 30 2180 ± 80	U-Pb	Котов и др., 1993, 2003 (4) Миронок и др., 1996		

Возраст	Наименование геологического подразделения легенды	Географическая привязка	Анализируемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Источник информации	
Археик	Нелюкинский комплекс	Река Улахан-Муркугу карьер Гранитный	Гранит	1953 ± 12 (n = 10)	U-Pb	Авторы отчета	
		Река Чуга	Амфибол-биотитовые граниты, лейкограниты	2423 ± 28 2398 ± 4 2487 ± 5	U-Pb	Сальникова и др., 1997	
	Чародоканский комплекс	О-5I-XIX; Чародоканский массив, жила р. Олёкма в 4 км ниже устья руч. Ниж. Тарын	Граниты	(2)	Pb-Pb	Древнейшие породы Алдано-Станового щита, 1989; Сальникова, 1993 (1), Асосков и др., 1983 (2); Мироноук, 1967 (3)	
				(1)	U-Pb		
	Китемеляхский комплекс	О-5I-XX; водораздел рек Тас-Миселе и Олдонгсо	Метадиабазы	2758 ± 158	Sm-Nd	Nemchin A. A. Evolution of the Aldan Shield, Eastern Siberia, 1990	
	Олёкмо-каларский комплекс		О-5I-XXV, XXXI; Каларский массив	Метагабброиды и вмещающие гнейсы и сланцы (2), анаторзиты и чарнокиты (4)	(1)	Pb-Pb	Виноградов В. И., Лейтес А. М., 1987 (7) Немчин, устное сообщение (1) Митрофанов, 1987 (2) Ларин, 2011 (3) Сальникова, Ларин и др., 2004 (4), Ларин и др., 2006 (5), Бибикова и др., (6)
					(2)		
					(2)		
					(2)		
(6)							
(4)							
(4)							
(4)							
(4)							
(7)							
(1)							
(1)							
(3)							
(5)							
					U-Pb		
					Rb-Sr Sm-Nd		

Возраст	Наименование геологического подразделения легенды	Географическая привязка	Анализируемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Источник информации
Архей	Укдускинский комплекс	Массив Укдуска	Габбро	1830 ± 40 (1)	Pb-Pb	Неймарк, 1981 (1)
			Слениты	2719 ± 14 (2)	U-Pb	Табунс и др., 2004 (2)
			Субщелочные метадiorиты	2600 ± 10 (3)	U-Pb	Неймарк и др., 1985 (3)
	Тасмизлинская серия	Водораздел Тас-Миеле и Ол-донгсо	Метадиабазы	2750 ± 158 (1)	Sm-Nd	Nemchin et al., 1990 (1)
			Метадициты	2980 (1)		
		Река Тас-Миэле	Кварцитопесчанник	2985; 3126; 3147 (2)	U-Pb	Котов и др., 2004 (2), Анисимова, 2007 (3)
				3130 (3)		
	Амедицинская серия	Река Алдан, (ниже р. Унгра)	Гнейсы, высокоглиноземистые гнейсы	2900-2990 (4)		Vruguiet, 1996 (4)
				3040-3090 (4)		
				2910-2998 (4)		
Субганская серия	О-51-XXI; Рч.Субган, левый приток р. Чуга в ее истоках	Могочинский выступ, между-речье Могоча-Амазар	Гнейсы,	3000-3100	Sm-Nd	Ковач В. П. и др., 1999
			высокоглиноземистые гнейсы	3000-3300		
			Метагаббро	2910 ± 50	Sm-Nd	Nemchin et al., 1990
Древнестановой комплекс	Р. Аллома	Олёмкинский блок Могочинский выступ Р. Аллома	Гнейсограниты	2785 ± 5 (1)	Pb-Pb	Попов и др., 1996 (1)
			Тоналитовые гнейсы	2600-2500 (2)	Pb-Pb	Мануйлова и др., 1988 (2)
			Метагранодиорит	1905 ± 35 (3)	U-Pb к-д	Левченков, Морозова, Дугова, 1987 (3)
			Плагиограниты, гнейсограниты, метагранодиориты	2700 (4) 2600 (4) 2800 (4)	U-Pb	Загрузина и др., 1984, 1978 (4)

Возраст	Наименование геологического подразделения легенды	Географическая привязка	Анализируемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Источник информации
Архей	Бестяхский комплекс	Устье р. Хани Река Олёкма, устье р. Тас-Хойко	Трондьемитогнейсы, мигматиты	3016 ± 8 2822 ± 20 (1) (1)	U-Pb к-д	Nutman et al., 1990, 1992 (1)
		Река Олёкма, Усть-Олонгский массив	Трондьемитогнейсы	2999 ± 51 (2)	U-Pb к-д	Neumark et al., 1993 (2)
		Олёкминский блок Олондинский грабен	Граниты Плагиогранитогнейсы	2855 ± 170 2923 ± 144 (2) (2)	Pb-Pb Sm-Nd из	Библикова и др., 1994 (3)
				2608 ± 18 2820 ± 20 (3) (3)	U-Pb к-д	
	Амуннактинский комплекс	Река Олёкма, правый берег, 5 км от устья р. Хани	Метагаббро	2709 ± 29 (n = 6)	U-Pb	Авторы отчета
		Река Тамулякит,	Метагаббро	2984 ± 22 (1)	U-Pb к-д	Neumark et al., 1993 (1)
		Река Олёкма, устье р. Тунгур-чакан	Метадиориты	3094 ± 430 2991 ± 57 (1) (1)	Sm-Nd Pb-Pb	Сальникова, 1993 (2)
				3001 ± 3 (2)	U-Pb	
	Тунгурчинская серия	Устье р. Тунгурчи (приток р. Олёкма)	Метаулканыты ультраосновного состава	3232 ± 199 (1)	Sm-Nd	Putchel et al., 1993 (1)
	Борсалинская серия	Район Чарского месторождения	Железистые кварциты	3250 ± 200 (2)		Немчин А. А. (2)
2720 ± 80 2700 2700				Pb-Pb K-Ar Sm-Nd	Неймарк и др., 1980	

Возраст	Наименование геологического подразделения легенды	Географическая привязка	Анализируемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Источник информации
Архей	Сырьльрская серия	Река Олёкма, трасса БАМ	Амфиболит	122,8 ± 3,0 (n = 4) 1851 ± 17 (n = 7)	U-Pb	Авторы отчета
		Река Сырьльр	Железистые кварциты	2670–2700 (1) 3233; 3196; 3421; 3826 (2)	Pb-Pb Sm-Nd	Миронок и др., 1996, 1998 (1) Котов и др., 2004 (2)
	Илканская серия (чильчинская свита)	Бассейны рек Чильчи, Ниж. Ларба, Сред. Ларба	Амфиболиты, плагиогнейсы	2710 ± 60; 2600 ± 40; 2590–1840	Pb-Pb	Эволюция раннего..., 1987
		Река Олёкма, правый берег, 5 км от устья р. Хани	Гранитогнейс, гнейсовидный гранит	2992 ± 28 2786 ± 18	U-Pb	Авторы отчета
	Древнеолёкминский комплекс	Река Хани	Трондьемитовые гнейсы, метатоналиты	3016 ± 8 (1) 3212 ± 18 (1) 1895 ± 4 (1) 2822 ± 20 (1) 2100–2700 (1)	U-Pb к-д	Nutman et al., 1990, 1992 (1)
		Река Олёкма	Тоналиты	3044 ± 95 (2)	Sm-Nd	Сальникова, 1993 (2)
		Река Алдан, Грековский порог	Гиперстен-биотитовые плагиогнейсы	3335 ± 3 (1)	U-Pb	Nutman et al., 1992 (1)
		Устье р. Мал. Нимныр	Биотит-гиперстеновые гнейсы (дайка?)	1962 ± 5 (2)	U-Pb	Сальникова и др., 1993, 1997 (2)
	Древнеалданский комплекс	Река Алдан, ниже р. Чуга	Тонолито-гнейсы Гранитогнейсы	3184 ± 85 (2) 2300–2400 (2)	к-д Sm-Nd	
		Река Алдан, устье р. Мал. Нимныр	Плагиогнейсы	3225 ± 5 (3)	U-Pb к-д	Бережная и др., 1996 (3)
		Река Алдан, устье р. Мал. Нимныр	Гранитогнейсы и плагиогнейсы	3390 ± 10 (4)	U-Pb к-д	Морозова и др., 1989 (4)

Возраст	Наименование геологического подразделения легенды	Географическая привязка	Анализируемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Источник информации	
Архей	Раннекурульгинский комплекс	Река Холодникан, ж/д ст. Золотинка	Долерит	119,4 ± 2,2 2618 ± 18	U-Pb	Авторы отчета	
	Хорогочинский комплекс		Анортозиты, габбро-перидотиты	2633 ± 20	U-Pb	Бучко и др., 2008	
	Ортосланцы ультраосновного и основного состава нерасчленённые	Холодниканский массив	Метагаббро	2554 ± 50	U-Pb	Алданская СЛ	
	Зверевская серия	Район Чульманского грабена	Метаэффузивы	3100 ± 80 3010 ± 100	(1) (1)	Sm-Nd	Древнейшие..., 1989 (1)
		Междуречье Алдан-Гимптон	Гранат-биотитовые гнейсы	2950	(2)	Sm-Nd	Ковач и др., 1999 (2)
		Бассейн р. Чульман, руч. Холодникан	Метаэффузивы, ортоамфиболиты,	2470 ± 40 1830 ± 50 1890 ± 50	(3) (3) (3)	Sm-Nd МОД. Pb-Pb	Мигрофанов Ф. П., 1987 (3)
		Река Олёкма	Тоналит-грандьемитовые гнейсы	3212 ± 18	(1)	Pb-Pb	Nutman et al., 1990, 1992 (1)
	Олёкминская серия нерасчлененная			3100-2750	(2)	K-Ar	Бибикова и др, 1987 (1)
	Курульгинская серия	Река Имангракан	Гранат-пироксеновые кристаллосланцы	3235 ± 174; 3507 ± 123	(3)	Sm-Nd	Легенда Становой серии листов (3)
		Устье р. Курульга	Пироксеновые кристаллосланцы	3000	(1)	Sm-Nd	Jahn B. M., Gruau G., Demard-Griffiths I. et al., 1990 (1)
3500				(1)			
			3130 ± 180	(1)			
			3488 3460 ± 16 3014	(2) (2) (2)	Pb-Pb	Бибикова и др., 1989 (2)	

Возраст	Наименование геологического подразделения легенды	Географическая привязка	Анализируемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Источник информации	
Архей	Верхнеалданская серия (курумканская свита)	Река Алдан, (ниже р. Унтра)	Гнейсы	3300 (1)	Sm-Nd	Nutman et al., 1992 (1)	
		Руч. Васильевка (бассейн р. Мал. Нимныр)	Высокоглиназистые гнейсы, тоналит-трондьемитовые гнейсы	3500 (2) 2300–2500 (2) 2500–3900 (3)		Ковач В. П. и др., 1999 (2) Сальникова и др., 1996 (3)	
		Река Алдан, район Грековско-го порога	Гиперстен-биотитовые плагиогнейсы, гнейсы	3570 ± 60 (4)	U-Pb	Морозова и др., 1989 (4)	
		Река Алдан, район Грековско-го порога	Кордиерит-гранат-биотитовый гнейс	3456 (5)	Sm-Nd мод.	Ковач и др., 1996, 1999 (5)	
		Бассейн р. Алдан	Гранат-биотитовый, биотит-гиперстеновый гнейс	3060–2856 (7 проб) (5) 2453–2298 (8 проб) (5)			
	Иенгрская серия	О-52-XXI; долина р. Тимптон от устья Иенгры до устья Бугорыкты		Кварциты и высокоглиназистые гнейсы	2130 ± 50 (2)	Pb-Pb	Митрофанов Ф. П., 1987 (2)
					2540 ± 3 (2) 2300 ± 4 (2)		
		Ж. д. на Якутск, ст. Золотинка		Диафторированный гранитогнейс	1830 (1)	Rb-Sr	Лепин, Грабкин и др., 1983 (1)
					2540–2130 (3) 2453–2298 (3)	U-Pb Sm-Nd	Эволюция раннедокембрийской..., 1987 (3)
					2695 ± 12 (n = 6) 1868 ± 28 (n = 3)		Авторы отчета

*n – количество точек измерения в цирконах; (1) – сноска на источник информации.

СПРАВКА О ПЕРСПЕКТИВНЫХ ОБЪЕКТАХ

На территории листа О-51 были выявлены следующие перспективные объекты:

1. Верхнеамгинский потенциальный золоторудный район
2. Иенгра-Тимптонский потенциальный золоторудный узел
3. Олдонгинский потенциальный уран-золото-меднорудный узел

1. Верхнеамгинский потенциальный золоторудный район

Паспорт учета перспективного объекта № 5660719.

Составители: *В. Г. Ветлужских, Д. Н. Иванов*, 03.04.14

Полезное ископаемое – золото.

Объект многоэлементный. Занимает площадь в 3000 км². Был выделен в результате ГК-1000. Относится к Амгинской потенциальной металлогенической зоне Восточно-Сибирской металлогенической провинции.

Верхнеамгинский потенциальный рудный район расположен в северо-западной части Алдано-Станового щита, на площади развития мезозойских силлов, штоков, лакколитов и даек эгирин-авгитовых, роговообманково-пироксеновых, роговообманковых сиенитов, сиенит-порфиоров, биотит-авгитовых-сиенитов, пуласкитов. На территории Верхнеамгинского потенциального рудного района широко распространены проявления золота, аналогичные оруденению куранахского и лебединского типов Центрально-Алданского района. Оруденение локализуется в низах венд-кембрийского чехла, непосредственно вблизи мезозойских силлов, штоков, лакколитов и даек. Формационный состав геологических образований: джаспероидная золоторудная в гематизированных брекчиях, кварц-лимонитовых метасоматитах и магнетитовых скарнах, ассоциирующих с ареалами развития гранитоидов мезойского возраста. Возраст оруденения – юра–мел.

Ресурсы рудного золота по категории P₃ оценены по методике геологической аналогии. За эталонные объекты были приняты Лебединский рудный узел с площадью 500 км² (для западной части ПРР площадью 900 км²) и Куранахский рудный узел с площадью 740 км² (для восточной части ПРР площадью 2100 км²). Глубина оценки – 100 м. Прогнозные ресурсы рудного золота по категории P₃ составляют 200 т.

На участке Ийкээнско-Верхнехохойская перспективная площадь рекомендованы опережающие и сопровождающие геофизические и геохимические исследования, каналы, поисковое бурение. На участке Балаганахская перспективная площадь рекомендованы опережающие и сопровождающие геофизические и геохимические исследования с целью уточнения участков постановки горных работ, каналы, поисковое бурение.

2. Иенгра-Тимптонский потенциальный золоторудный узел

Паспорт учета перспективного объекта № 5660720.

Составители: *В. Г. Ветлужских, Д. Н. Иванов*, 14.03.14

Полезное ископаемое – золото.

Объект многоэлементный. Занимает площадь в 670 км². Был выделен в результате ГК-1000. Относится к Севериканскому рудному району Алдано-Становой металлогенической провинции.

В пределах Иенгра-Тимптонского потенциального рудного узла выделяется три участка развития золоторудного оруденения, отличающихся по развитию диафторитов (PZ?) и интрузивных тел мезозойского возраста. Формационный состав: пропилиит-березиты в ареале развития гранитоидов мезойского возраста, наложенных на амфиболиты, кристаллические сланцы и гнейсы раннеархейского возраста и диафториты протерозоя(?). Возраст оруденения – мезозой.

Ресурсы рудного золота по категории P₃ оценены по методике геологической аналогии. За эталонный объект был принят Бамский золоторудный узел с площадью 400 км². В пределах данного эталонного рудного узла размещаются одно балансовое золоторудное месторождение Бамское и четыре рудных поля (*Ключевское, Невачан, Ларба, Дес*) с про-

гнозными ресурсами категорий P_1 и P_2 . Глубина оценки – 100 м. Прогнозные ресурсы рудного золота по категории P_3 составляют 148 т.

На участках Дыгалинская перспективная площадь и Сорокинско-Муравьевская перспективная площадь рекомендованы опережающие и сопровождающие геофизические и геохимические исследования, каналы, поисковое бурение. На участке Усть-Шатровская перспективная площадь рекомендованы геологическая съемка, опережающие геофизические и геохимические исследования.

3. Олдонгсинский потенциальный уран-золото-меднорудный узел

Паспорт учета перспективного объекта № 5660133.

Составитель: *Д. Н. Иванов*, 18.06.14

Полезное ископаемое – золото.

Объект многоэлементный. Занимает площадь в 650 км². Был выделен в результате ГК-1000. Относится к Алдано-Становой металлогенической провинции.

Олдонгсинский потенциальный рудный узел располагается в пределах Олдонгсинской грабен-синклинали. Проявления золота в Олдонгсинской структуре связываются с типом древних золотоносных россыпей в отложениях Чародоканской свиты, а также с зонами послонного окварцевания, сульфидизации, гематитизации, гумбеитизации и лимонитизации в углисто-глинистых сланцах ханинской свиты. Сланцы интенсивно дислоцированы с образованием складок волочения, трещин скола и отрыва, а также с участками интенсивного брекчирования и катаклаза. В пределах Олдонгсинского узла известны многочисленные рудопроявления и проявления (Тасмиелинское, Ветвистое, Черничное и Олдонгсо) золото-урановой минерализации, относимые к золото-урановой формации в гумбеитах и гумбеитизированных породах в проницаемых слабометаморфизованных углеродсодержащих терригенных породах ханинской свиты. Формационный состав: черносланцевая золоторудная в углеродистых флишоидных толщах ханинской свиты. Возраст оруденения – J_3-K_1 .

Ресурсы рудного золота по категории P_3 оценены по методике геологической аналогии. За эталонный объект был принят Кропоткинский рудный узел с площадью 900 м². В пределах Кропоткинского эталонного рудного узла размещаются золоторудные месторождения (Сухой Лог и др.), поставленные на Государственный баланс. Глубина оценки – 100 м. Прогнозные ресурсы рудного золота по категории P_3 составляют 100 т.

На участке Вершинная перспективная площадь рекомендованы опережающие и сопровождающие геофизические и геохимические исследования, каналы, поисковое бурение. На участке Верхнеолдонгсинская перспективная площадь рекомендованы опережающие и сопровождающие геофизические и геохимические исследования с целью уточнения участков постановки горных работ, каналы, поисковое бурение.

Список прогнозируемых месторождений полезных ископаемых

Название минералогического таксона	Название объекта	Номер на карте	Полезное ископаемое	Номер по списку литературы	Запасы и ресурсы по категориям
3.1 Тасмиэлинская мусковит-уран-железосносная зона	Налды I	III-1-15	Мусковит	22	$P_3 = 7,5$ тыс. т
	Амнуннактинское	IV-2-3	Бериллий, тантал (Ta_2O_5), ниобий (Nb_2O_5)	22	$P_2(Be) = 13,7$ тыс. т, (Ta) = 2,9 тыс. т, (Nb) = 3,9 тыс. т
	Ерюское	IV-2-6	Бериллий, тантал (Ta_2O_5), ниобий (Nb_2O_5)	22	$P_2(Be) = 12$ тыс. т, (Ta) = 2,5 тыс. т, (Nb) = 3 тыс. т
3.2 Диалтунда-Нелокинская железонносная зона	Диринг-Юрях, р.	IV-2-33	Железо, титан (TiO_2), медь	22	$P_2(Fe) = 20$ млн т, (Ti) = 2,2 тыс. т, (Cu) = 90 тыс. т
	Тунгурчинское	V-2-4	Тантал (Ta_2O_5), ниобий (Nb_2O_5)	22,110,138	$P_3(Ta_2O_5) = 1,05$ тыс. т, (Nb_2O_5) = 1,2 тыс. т
	Наледное	V-2-14	Молибден	22	$P_3 = 18$ т
	Радужное	IV-2-12	Железо	22	$P_2 = 170$ млн т
5.1 Угуйский мелно-уран-золоторудный район	Нелокинское	IV-2-16	Железо	22	$C_2 = 118,4$ млн т, $P_3 = 306$ млн т
	Чародоканское	III-1-24	Медь	22	$P_1 = 1,16$ млн т, $P_3 = 1,45$ млн т
9.1 Калаканский графито-железорудный район	Усу	IV-1-3	Медь	110	$P_1 = 1$ млн т
	Имангра, р.	VI-1-12	Графит	22	$P_2 = 7$ млн т, $P_3 = 16$ млн т
	Мурдан-Мукиг, р.	VI-1-24	Графит	22	$P_3 = 3$ млн т
9.2 Каларский редкоземельно-апатит-титановорудный район	Ыллын	VI-1-20	Графит	22	$P_3 = 11$ млн т
	Баюкиг, р.	VI-1-25	Титан (TiO_2), ванадий (V_2O_5)	22	$P_3 = 3,44$ тыс.т
	Тас-Юрях, р.	VI-1-30	Апатит (P_2O_5)	22	$P_3 = 30$ млн т

Название минералогического таксона	Название объекта	Номер на карте	Полезное ископаемое	Номер по списку литературы	Запасы и ресурсы по категориям
9.0.1 Сеймо-Куранахский редкоземельно-апатит-титановорудный узел	Большой Сейм	V-1-63	Титан (TiO ₂), апатит (P ₂ O ₅)	110, 118	P ₂ (Ti) = 60,3 млн т, (ар) = 8,7 млн т
	Верхнесирицкое	VI-3-10	Золото	22	P ₃ = 12 т
10 Севериканская корунд-мусковит-золоторудная минералогическая зона	Холодниканское	VI-5-47	Железо	22	P ₃ = 250 млн т
	Чильчи, р.	VI-3-39	Золото	22	P ₃ = 100 т
11 Южно-Становая молибден-серебро-золоторудная минералогическая зона	Фланг	VI-4-25	Молибден	22	P ₃ = 7,2 тыс. т
	Сирик	VI-4-34	Золото, серебро	22	P ₃ = 12 т
12.1 Апсакано-Нагоринский молибден-серебро-золоторудный район	Чубачи, р.	VI-5-51	Молибден, железо, рений	22	P ₂ (Mo) = 216,8 тыс. т, (Re) = 11,7 т
	Очекское	IV-3-27	Редкие земли (без подразделения)	22	P ₃ = 510,2 т
0.1 Субгано-Килиерский титан-флогопит-кварцево-хрусталеносный район	Булгунняхтахское	IV-4-39	Молибден, редкие земли (без подразделения), цинк	22	P ₃ = 4,5 тыс. т
	Китемелях	III-4-11	Уран	22	P ₃ = 12,2 тыс. т
0.2 Чомполо-Алданский флогопит-кварцево-хрусталеносный район	Тагнарар	III-5-51	Апатит (P ₂ O ₅)	22	P ₃ = 80 млн т
	Капля	III-5-52	Апатит (P ₂ O ₅)	22	P ₃ = 110 млн т
0.3.2 Десовский железорудный узел	Новый Дес	IV-5-48	Железо	22	P ₂ = 117,685 млн т
	Левонимгерканское	IV-6-17	Графит	22	P ₂ = 11,8 млн т
0.4 Тимптонский графит-железорудный-флогопитоносный район	Колтыконское	III-6-19	Золото	27	C ₁ = 0,446 т Забалансовые = 0,217 т, P ₁ = 4,5 т
	Радостное	III-6-32	Золото	27,147	P ₁ = 1,8 т, P ₂ = 4 т

Название минералогического таксона	Название объекта	Номер на карте	Полезное ископаемое	Номер по списку литературы	Запасы и ресурсы по категориям
	Лебединое	Ш-6-35	Золото	27	$B = 0,073$ т, $C_1 = 3,089$ т, $C_2 = 0,192$ т Забалансовые = 1,634 т, $P_1 = 11,3$ т, $P_2 = 25,02$ т, $P_3 = 7$ т
		Рэдергинская площадь	Золото	26	$P_2 = 21,5$ т, $P_3 = 13$ т
	Верхнеякутское	Ш-6-62	Золото, серебро	27	Забалансовые $(Au) = 1,164$ т $(Ag) = 8,8$ т $P_1(Au) = 1,95$ т $P_3(Au) = 7,5$ т
0.5.3 Эльконский молибден-золото-урановорудный узел	Зона Володина, № 510, 511-565, 517	П-6-47	Уран	22	$C_2 = 4,229$ тыс. т, $P_1 = 6,55$ тыс. т
	Увальное	Ш-6-18	Уран	85, 142	$P_1 = 2,3$ тыс. т, $P_3 = 54$ тыс. т
0.6 Эвотинский уран-золоторудный район	Тихий, руч.	IV-6-35	Золото	144	$P_3 = 23$ т

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. Э. К. Ибрагимова, А. В. Радьков	3
Стратиграфия. Э. К. Ибрагимова, А. В. Радьков, Е. А. Минина, Д. Д. Ушакова, Е. И. Хорохорина, М. Н. Голобурдина	20
Магматизм. Э. К. Ибрагимова, А. В. Радьков, Н. В. Шатова, Е. И. Хорохорина, М. Н. Голобурдина	71
Метаморфические и метасоматические образования. Э. К. Ибрагимова, А. В. Молчанов, К. А. Кукушкин	111
Тектоника и глубинное строение. А. Н. Тимашков	127
История геологического развития. Д. С. Артемьев	139
Геоморфология. Е. А. Минина, Д. Д. Ушакова	145
Полезные ископаемые. Д. Н. Иванов, А. В. Молчанов, О. Л. Соловьев, А. В. Терехов, Е. А. Смирнов, Е. В. Смирнова, Д. С. Артемьев	155
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района. А. В. Молчанов, А. В. Терехов, Е. В. Беленко, Д. С. Козлов, В. В. Шатов	244
Гидрогеология. В. В. Петров	273
Эколого-геологическая обстановка. В. В. Петров	282
Заключение. А. В. Молчанов, А. В. Радьков	287
Список литературы	291
Приложение 1. Каталог объектов полезных ископаемых и их признаков, показанных на листе О-51 Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000	300
Приложение 2. Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений	335
Приложение 3. Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых	342
Приложение 4. Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов	344

<i>Приложение 5. Изотопный возраст докайнозойских образований</i>	345
<i>Приложение 6. Справка о перспективных объектах</i>	358
<i>Приложение 7. Список прогнозируемых месторождений полезных ископаемых</i>	360

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)
Серия Алдано-Забайкальская
Лист О-51 – Алдан
Объяснительная записка**

Редактор *Е. А. Зотова*
Техническое редактирование и верстка *О. Е. Стенурко*

Подписано в печать 25.11.2015. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 23. Уч.-изд. л. 31,2.
Тираж 150 экз. Заказ 81114024

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-8121, факс 321-8153

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК
