

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Алдано-Забайкальская

Лист О-52 – Томмот

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2016

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

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Алдано-Забайкальская

Лист О-52 – Томмот

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК

А. В. Радьков, А. В. Молчанов, Е. В. Беленко, Д. С. Козлов и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О–52 – Томмот. Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 201_, ____с. (Минприроды России, Федеральное агентство по недропользованию, ФГБУ «ВСЕГЕИ»).

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 юго-восточной части республики Саха (Якутия), и прилегающих районов Хабаровского края. Используются данные геологических, геохимических и геофизических съемок, разведочных и поисковых работ, а также основные результаты тематических и научно-исследовательских работ, проведенных до 2015 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.

Государственная геологическая карта и объяснительная записка рассчитаны на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией и металлогенией России.

Ил. 5, список лит. 174 назв, текст. прил. 6.

Рекомендовано к печати

НРС Роснедра при ВСЕГЕИ _____

Авторы:

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

Научные редакторы *В. Н. Зелепугин, В. К. Шкатова*

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

© Роснедра, 201_

© ФГБУ «ВСЕГЕИ», 201_

© Коллектив авторов, 201_

© Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 201_

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа в административном отношении расположена в Дальневосточном федеральном округе, в пределах республики Саха (Якутия) и частично Хабаровского края. Лист ограничен координатами: 56°–60° с. ш., 126–132° в. д. В географическом плане территория охватывает южную окраину Приленского плато и восточную часть Алданского нагорья. На территорию листа попадают фрагменты крупнейших элементов Сибирской платформы – Алдано-Станового щита, Среднеленской моноклизы, Виллойской синеклизы и Учуро-Майской плиты. Площадь листа составляет 158,04 тыс. км².

Приленское плато, ограниченное с юга р. Алдан, представляет собой умеренно расчлененную и ступенчатую высокую равнину с относительными превышениями 150–300 м и абсолютными высотами 400–600 м. Алданское нагорье характеризуется сплошными массивами гор куполообразной плосковерхой формы и врезами до 600–1000 м (рис. 1). Направление хребтов определяется глубинными разломами северо-восточного направления (хребты Суннагин, Поярковский, Калтанджур, Бруингра, Гугингра с их продолжением на восток до Токийской впадины, в южном обрамлении которой располагаются отроги Токийского Становика с абсолютными высотами 1800–2300 м). Хребты Кет-Кап, Учуро-Идюмский несколько ниже (редко 1500 м). На левобережье р. Тимптон, в Джелтула-Алданском междуречье сохранились фрагменты низкого плоскогорья – слаборасчлененные (100–200 м) участки с абсолютными высотами 1000–1100 м. В тектонических впадинах (Токийской, Гонамской, Ытымджинской и др.) развит среднегорный рельеф. Обнаженность кристаллических образований хорошая. Платформенный чехол и мезозойские отложения вскрыты плохо и в основном по долинам рек [44].

Реки принадлежат к бассейну Лены. Самая крупная река – Алдан с правыми большими притоками Тимптон и Учур. Режим рек неустойчивый, с большими паводками. В северной части листа в сравнительно узкой (2–7 км) долине протекает река Амга – левый приток р. Алдан. Широко распространены озера – тектонические (Б. Токко), карстовые (Мар-Кюель), мерзлотные (Токорикан) и др. В широких долинах верхних течений Алгамы, Мулама, Голама много мелких старичных озер.

Климат района резко континентальный. Зима в Алдано-Учурском междуречье суровая, малоснежная, высота снежного покрова менее 50 см. Теплый период относится к умеренно теплому, влажному (индекс сухости 0,45–1,0). Безморозный период – со второй декады июня по вторую декаду августа. Самый холодный месяц – январь со средней температурой –32°С (до –48°С),

самый теплый – июль – +16°C (+35°C). Среднегодовая температура –9 °С.
Годовое количество осадков около 500 мм.

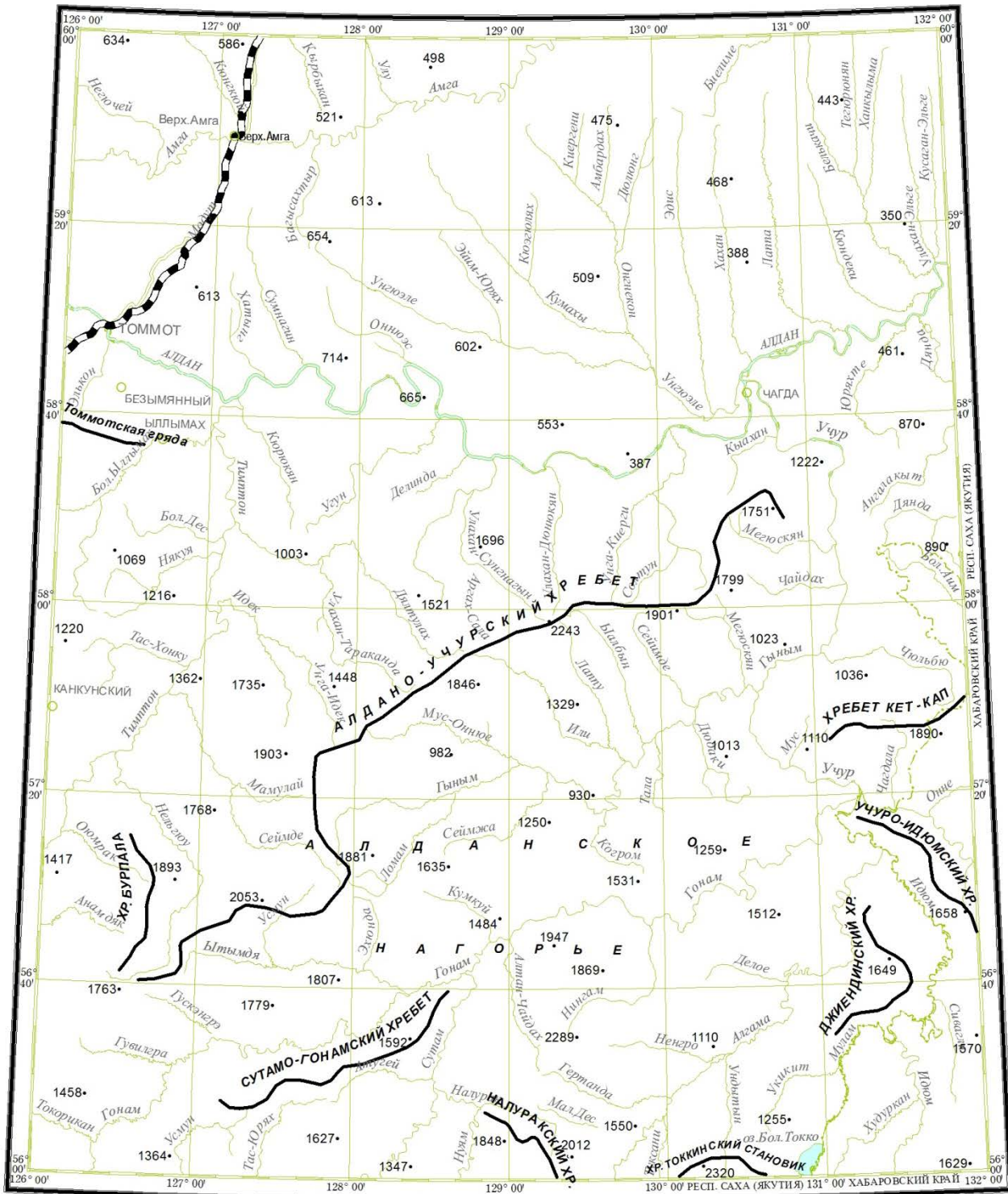


Рис. 1 Орогидрографическая схема листа О-52. Масштаб 1 : 2 500 000.

На севере и юге территории распространена сплошная многолетняя мерзлота мощностью 200–400 м; в центральной части – прерывистая мощностью 200–300 м. Условия питания и разгрузки подземных вод хорошие, модули стока достигают 1–2 л/с · км² на юге и 3 л/с · км² на севере [44].

Почвы на Приленском плато мерзлотно-таежные, палевые, на Алданском нагорье – мерзлотно-таежные, а на приосевых частях хребтов – горно-тундровые и гольцовые. По долине р. Алдан, ниже устья р. Учур, распространены аллювиальные почвы. Растительность к северу от р. Алдан относится к тундрово-таежному типу вертикальной поясности, южнее – к средней тайге. Для ландшафтов Алданского плоскогорья характерны лиственничные, с примесью ели и кедра, участками сосновые, для гольцовых гряд – кедровниково-лиственничные ассоциации. Ихтиофауна насчитывает около 50 видов, из которых 15 имеют промысловое значение (таймень, ленок, сиг, окунь, щука и др.). Орнитофауна представлена примерно 60 видами. Из природных биологических ресурсов осваиваются лес (сосна, лиственница), более 30 видов млекопитающих (северный олень, лось, медведь, соболь, белка и др.) служат объектами промысловой охоты.

В экономическом отношении район развит слабо. Железная дорога Берка-кит-Томмот-Бестях расположена в северо-западной части листа, она связывает территорию Якутии с Байкало-Амурской магистралью. Параллельно ей проходит автомобильная трасса Якутск – Б. Невер. Автомобильные дороги проложены в районе Канкунской и Эмельджакской групп флогопитовых месторождений. Дорога с улучшенным грунтовым покрытием связывает пос. Ыллымах с расположенным севернее г. Томмот. Дороги для гусеничного транспорта соединяют пос. Золотинка с заброшенным пос. Сутам; пос. Канкунский – с р. Тимптон, а также многочисленные пункты в бас. р. Джелтулы и т. д. На площади имеется также сеть автотрасс и грунтовых дорог. Вьючные олени тропы существуют по всей территории. На юго-востоке листа строится железная дорога Улак-Эльга. В 2014 году в соответствии со свидетельством о государственной регистрации права собственности, степень готовности железнодорожного пути до Эльгинского месторождения составляла 91%. Средние суда ходят по рекам Алдан и Учур (до устья Гонама). Аэродром имеется в поселке Чагда. Самый крупный населенный пункт – г. Томмот. Остальная часть территории практически не освоена, есть только два поселка с постоянным населением – Ыллымах, Чагда. В районе Эльгинского месторождения угля начато строительство поселка на 3 тысячи человек. Местное население, занято, главным образом, в золотодобывающих, автотранспортных, лесозаготовительных предприятиях, охотничьим промыслом. Сельскохозяйственное растениеводство не развито. Экологическое состояние района в целом близко к естественно-природному [39, 157].

В пределах изучаемой территории прогнозируется формирование Южно-Якутского центра экономического развития (ЦЭР). Наличие на данной территории крупных месторождений высококачественных магнетитовых руд, многомиллиардных запасов коксующихся углей, а также месторождений золота коренного и россыпного, крупных запасов урана, больших гидроэнергетических мощностей, железных и автомобильных дорог свидетельствует о высоком потенциале Южно-Якутского ЦЭРа.

Территория листа представляет собой область сочленения Алдано-Станового щита с чехлом Сибирской платформы. В строении площади отчетливо выделяются структурные комплексы: раннедокембрийского фундамента, рифей-кембрийского платформенного чехла и мезозойско-кайнозойской активизации.

Раннедокембрийский фундамент обнажается почти на 40% площади листа. Он представлен Иенгрским, Тимптоно-Учурским и Южно-Алданским складчато-метаморфическими районами, сложенными породами метаморфизованными в гранулитовой и амфиболитовой фациях.

Образования платформенного чехла имеют трехъярусное строение, они расположены в основном в северной и восточной частях территории.

Структуры мезозойской активизации представлены Южно-Якутским структурным ансамблем, который обладает субширотной зональностью и подразделяется на Южно-Алданскую, Чаро-Алданскую, Вилюйскую и Учуро-Майскую структурно-формационные зоны.

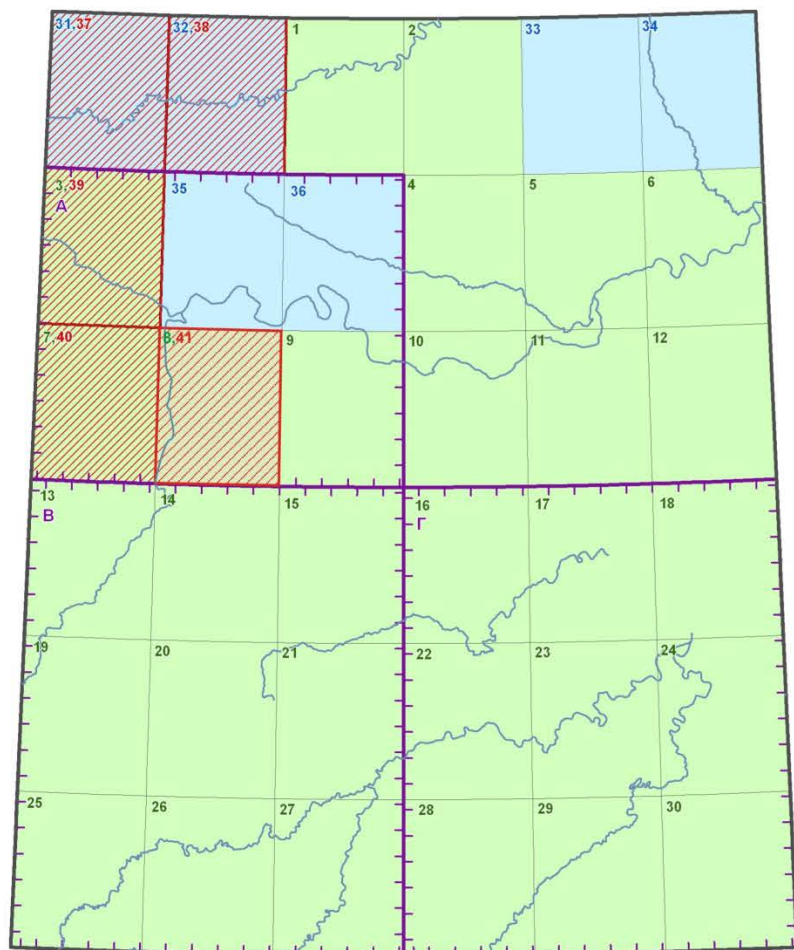
Территория листа расположена на северном фланге рифтовой сейсмоактивной Байкало-Становой области. Образование кайнозойских структур началось в неогене и продолжается по настоящее время, о чем свидетельствует высокая сейсмическая активность района.

Профилирующие полезные ископаемые территории листа: каменный уголь, железо, золото, уран, редкие металлы, слюда.

Геологическая изученность. Комплект Госгеолкарты–1000 (новая серия) листа О-52,(53) – Томмот издан в 1986 году. Имеется серия сводных мелко-масштабных карт. Практически на всю площадь листа составлены и изданы полистные Госгеолкарты масштаба 1 : 200 000 первого поколения (кроме листа О-52-VI). На пять номенклатурных листов составлены комплекты ГК-200 второго поколения (О-52-I,-II,-VII,-XIII,-XIV). Картограмма геологической изученности масштаба 1 : 200 000 показана на рис.2.

**КАРТОГРАММА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ
В МАСШТАБАХ 1: 500 000 - 1: 200 000
ЛИСТ О-52**

Масштаб 1: 2 500 000



Работы по ГГК-200

Номер по каталогу	Фамилия автора	Год издания (Год утв. НРС)
1	Зарубин А.С.	1984
2	Зарубин А.С.	1984
3	Малков Л.Н.	1968
4	Зарубин А.С.	1983
5	Манукян А.М.	1980
6	Лобанова А.Ф.	1980
7	Малков Л.Н.	1978
8	Малков Л.Н.	1997
9	Телега Н.С.	1961
10	Леонова Ф.Р.	1965
11	Леонова Ф.Р.	1980
12	Леонова Ф.Р.	1981
13	Сикач Б.А.	1963
14	Сикач Б.А.	1963
15	Луконина В.А.	1958
16	Леонова Ф.Р.	1980
17	Леонова Ф.Р.	1981
18	Самозванцев В.А.	1966
19	Луконина В.А.	1980
20	Мокроусов В.А.	1965
21	Телега Н.С.	1967
22	Юшманов В.В.	1979
23	Леонова Ф.Р.	1984
24	Зленко Н.Д.	1960
25	Кац А.Г.	1960
26	Архангельская В.В.	1959
27	Шпак Н.С.	1958
28	Долгих Т.С.	1959
29	Гольденберг В.И.	1960
30	Долгих Т.С.	1960
31	Белых В.А.	1980
32	Белых В.А.	1980
33	Белых В.А.	1980
34	Белых В.А.	1980
35	Белых В.А.	1980
36	Белых В.А.	1980

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

-  Геологические карты региона БАМ масштаба 1: 500 000
-  Работы по ГГК-200
-  Работы по ГГК-200 (неизданные)
-  Работы по ГГК-200/2
-  Номер площади по каталогу

Работы по ГГК-200/2

Номер по каталогу	Фамилия автора	Год утв. НРС
37	Щербаков О.И.	2001
38	Щербаков О.И.	2001
39	Утробин Д.В.	2003
40	Утробин Д.В.	2003
41	Кардаш Е.А.	2011

**Геологические карты региона БАМ
масштаба 1: 500 000**

Номер по каталогу	Фамилия автора	Год исполнения отчета
А	Максимов Е.П.	1984
В	Максимов Е.П.	1984
Г	Максимов Е.П.	1984

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

Геологосъемочными работами (с общими поисками) масштаба 1 : 50 000 в пределах листа изучено около 30% территории в основном в рудных районах.

Сведения о геологическом строении и полезных ископаемых территории накапливаются более 100 лет. Можно выделить несколько периодов в истории исследования территории.

Период до 1923 года.

Первые сведения о территории, прилегающей к реке 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 Г. Эрмана (1829 г.), М. Злобина (1831 г.), А. Ф. Миддендорфа (1843–1844 гг.), Н. Г. Меглицкого (1849–1852 гг.) и др.

В конце XIX века в связи с развитием промысла золота на Амуре Ниманской и Верхне-Амурской золотопромышленными компаниями, а также ленскими золотопромышленниками А. М. Бородовиковым, И. А. Опариным были организованы поиски золота юго-восточнее и южнее верховьев р. Алдан. Начиная с 1891–1892 гг. по 1911 год в бассейнах рек Тимптон и Сутам были открыты и разрабатывались россыпные месторождения золота. С 1898 г. старателями Верхне-Амурской золотопромышленной компании началось освоение левых притоков р. Учур [57].

В начале 1900-х годов в бас. Алдана работали Э. Э. Анерт (1902–1906 гг.), В. П. Оленин (1910–1911 гг.). Первые обстоятельные сведения по геологии и петрографии Алдана были сообщены В. Н. Зверевым [61]. В 1912 году он проделал маршрут по р. Алдан, впервые здесь выделил «Алданскую плиту», указав на четырехчленность ее строения – архейские гнейсы и граниты, кембрийские морские отложения, юрские континентальные отложения и молодые порфиновые интрузии [49].

Период с 1923 по 1953 год.

Толчком для проведения широких геологических исследований послужило открытие в 1923 году крупных золоторудных россыпей на ручье Незаметный (лист О-51, на месте г. Алдан). В 1925 г. Геологическим комитетом на Алдан направлена экспедиция под руководством В. Н. Зверева для исследования золотоносных площадей. Вопросами тектоники в 20–30-е годы занимались первые исследователи территории: Д. С. Коржинский, В. Н. Зверев, Е. В. Павловский, Ю. К. Дзевановский и др. В 30-х годах начали проводиться исследовательские работы, в результате которых Д. С. Коржинским была принята первая попытка расчленения архейских пород «Алданской плиты» на отдельные серии, рассмотрены вопросы их петрологии, генезиса и метаморфизма, а также им был сделан прогноз флогопитоносности щита, подтвердившийся через несколько лет; Ю. А. Билибиным установлен послелюрский возраст порфировых пород и проведено их петрологическое изучение; Р. Ф. Нифонтовым, М. Я. Столяром и С. Т. Борисенко установлена связь золотого оруденения с мезозойским магматизмом; М. Я. Столяром расчленены осадочные образования протерозоя на свиты. Немаловажные исследовательские работы в эти годы проводили В. И. Серпухов, А. П. Бахвалов, Д. В. Вознесенский, Е. В. Павловский, Н. В. Фролова, А. И. Иванов, А. Я. Рапин, С. А. Призانت и др. [49].

В 1935 г. Ю. К. Дзевановским было открыто первое в этом районе месторождение флогопита, затем в 1940 г. М. В. Шупинским – первое месторождение горного хрусталя. В конце 30-х годов А. И. Куксом были обнаружены мезозойские угленосные впадины, железная и молибденовая рудоносность в бас. р. Сутам [49]. В 1937 г. Ю. А. Билибиным составлена сводка по геологии Центрально-Алданского района, а также проведены петролого-петрографические исследования Ыллымахской вулканоплутонической структуры, впоследствии ставшие основой для дальнейших работ, посвященных мезозойскому магматизму района [39]. К 1941 г. специализированными работами А. А. Якжина и А. С. Амеландова был выявлен целый ряд месторождений флогопита. Одновременно А. К. Матвеевым, П. Д. Шкляевым, В. А. Кузьмичевым, В. А. Ярмолюком проводилась геологическая съемка бассейна р. Учур в масштабе 1 : 1 000 000. Эти работы, вместе с исследованиями В. А. Ярмолюка в бассейне р. Мая, заложили основы стратиграфии осадочных отложений в бассейнах рек Учур и Мая. В 40-е годы на ряде участков щита были составлены геологические карты различных масштабов и получены данные по флогопитоносности и хрусталеносности территории (П. К. Григорьев, А. С. Амеландов, Б. А. Сикач, Г. С. Горшков, Н. В. Фролова, Е. В. Павловский, В. К. Лобанов и др.) [49].

В 1940–1943 гг. на территории левобережья р. Учур проводились маршрутно-рекогносцировочные исследования масштаба 1 : 200 000 под руководством А. И. Куksа, имеющие главной своей целью поиски золота. Золотоносность района автором связывается с интрузиями сиенитов, снитит-порфиоров и монзонит-порфиоров. Полосообразное распределение областей развития юрских отложений на исследуемой площади А. И. Куks связывал с мезозойской горсто-грабеновой тектоникой [15].

В 1945–1948 гг. на территории листа геолого-съемочные работы проводили Ю. К. Дзевановский, З. Г. Ушакова, И. А. Бузиков и др. (ВСЕГЕИ), ими были разработаны схемы стратиграфического расчленения доюрских образований [49]. В результате этих работ и обобщения материалов предыдущих съёмок, в 1950 г. была составлена геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 листа О-52 (под ред. Ю. К. Дзевановского) [57]. На этой карте Ю. К. Дзевановский, учитывая предложенную в 1936 г. стратиграфическую схему Д. С. Коржинского, расчленил раннедокембрийские супракрустальные породы площади на три серии (снизу вверх): иенгскую, тимптонскую и джелтулинскую. Кембрийские образований чехла расчленены на свиты, приводится порайонное описание разрезов, сопровождаемое сводной корреляционной таблицей. Юрские отложения описаны нерасчлененными, возраст толщи определен по остаткам флоры с точностью до системы. Древнейшая интрузивная деятельность была с некоторой условностью отнесена им к архею и разделена на три цикла: древний – мелкие интрузии основных и ультраосновных пород; первый цикл – плагиограниты; второй цикл, соответствующий периоду максимальной складчатости – мясо-красные граниты 1-ой фазы и аляскиты 2-й фазы. Промышленную флогопитоносность Ю. К. Дзевановский связывал с архейскими карбонатными породами (главным образом джелтулинской серии), преобразованными под воздействием метасоматических процессов в связи с внедрением архейских гранитов и их

пегматитов. Все известные на тот момент проявления золота связываются с послегюрскими щелочными и субщелочными породами, группирующимися в ряд интрузивных зон: Эльконской, Суннагинской, Гонамо-Учурской и Сутамской. В 1952 г. опубликована работа Ю. К. Дзевановского «Геология Алданской плиты», представленная в ней сводная стратиграфическая схема расчленения алданского архея была принята в качестве рабочей на Ленинградском совещании в 1956 г.

После получения непромышленного притока нефти в скважине на р. Туолба (северо-западнее листа) начали проводиться среднемасштабные маршрутные структурно-геологические съёмки с целью поисков структурных ловушек нефти. В 1947 г. структурно-геологические съёмки масштаба 1 : 100 000 были проведены по долине р. Амги Д. К. Горнштейном (выше пос. В. Амга) и В. В. Крыловым (ниже этого посёлка). Съёмки не обнаружили перспективных антиклинальных ловушек, но дали первые полные сведения о литокомплексах обнаженного разреза, хотя интерпретация его стратиграфии оказалась неточной (красноцветная пачка унгелинской свиты была скоррелирована с пестроцветной свитой) [44].

В 1950-е гг. в связи с изучением нефтеносности карбонатных отложений платформенного чехла сотрудниками ИГН АН СССР была дана их подробная литолого-петрографическая характеристика как для северного склона щита в целом, так и для Алданского района, в частности [43].

Период с 1953 по 1972 год.

С 1953 г. начинается систематическое изучение территории с целью составления Государственной геологической карты СССР среднего масштаба, практически законченное к концу 60-х годов. Огромный коллектив геологов ЯТГУ, ВАГТ, ДВГУ работал здесь в эти годы: К. К. Абрашев, В. В. Архангельская, В. А. Благодеров, Ю. Н. Гамалея, В. И. Гольденберг, Т. С. Долгих, Н. Д. Зленко, А. Г. Кац, Г. Ю. Лагздина, Ф. Р. Леонова, А. Г. Лосев, С. Е. Лосева, В. А. Луконина, Л. Н. Малков, В. Л. Мокроусов, В. К. Солецкая, В. А. Самозванцев, Б. А. Сикач, В. И. Татаринцев, Н. С. Телега, И. М. Фердман, А. С. Филиппов, И. И. Филичев, И. М. Фрумкин, О. Х. Чилиян, Я. Д. Шенкман, Н. С. Шпак, В. В. Юшманов, Н. М. Язков и др [49]. Этими работами были установлены основные черты геологического строения территории и заложен фундамент для последующих исследований.

Региональные тематические исследования (1955–1965 гг.) велись Западным геофизическим трестом, ВСЕГЕИ, ВАГТ, АН СССР. Была составлена карта аномального магнитного поля Алданского щита. Е. П. Миронюком и В. Г. Тарасовой было доказано отсутствие конгломератов в образованиях архея, выявлен дуговой план архейских структур в Тимптоно-Учурском междуречье, разработана новая схема мезозойского магматизма, установлено наличие сводового Гонамского поднятия, установлены следы позднепротерозойского вулканизма и западная граница железоносного позднепротерозойского бассейна седиментации. С. П. Стояловым и др. изучен Арбарастахский массив ультраосновных щелочных пород. С. В. Нужновым и В. А. Ярмолюком доказана принадлежность пестроцветной и иниканской свит к алданскому и ленскому ярусам кембрия. А. Г. Кац выделена нижнемеловая осадочно-

вулканогенная карауловская свита, Г. Ю. Лагздиной, В. А. Лукониной, И. М. Фрумкиным, Б. А. Сикач, В. Л. Мокроусовым расчленены осадочные образования мезозойской Ытымджинской впадины. И. М. Фрумкиным объединены тимптонскую и джелтулинскую серии в тимптоно-джелтулинскую, выделена улунчинская свита архея. Б. А. Сикач выделена иджакская свита как верхняя часть разреза флогопитоносных отложений. З. Г. Ушаковой составлена среднemasштабная геологическая карта Алдано-Тимптонского водораздела. Работы Н. Г. Судовикова и М. Д. Крыловой были посвящены изучению метасоматических процессов в архее Алданского щита, а В. В. Мокринского – стратиграфии и угленосности Южно-Якутского каменноугольного бассейна и его тектоническим структурам [49]. В 1950-е гг. В. А. Галюк (МГРИ) и М. А. Лицарев (ИГЕМ) начали тематическое изучение строения, минералогии и генезиса Эмельджакского и других флогопитовых месторождений Алдана [44].

В 1956 г. возникла необходимость получения данных, подготавливающих основу для корреляции результатов среднemasштабного картирования. Сотрудниками ВСЕГЕИ Ю. К. Дзевановским, Г. Ю. Лагздиной, Е. П. Миرونюком, В. Г. Тарасовой была составлена геологическая карта Алданского горнопромышленного района мелкого масштаба с объяснительной запиской. Восточная часть этой карты послужила основой для повторного составления геологической карты полезных ископаемых мелкого масштаба листа О-52. В 1960 г. Г. Ю. Лагздина, Е. П. Миرونюк и В. Г. Тарасова предложили для верховьев Учюра новую стратиграфическую схему архея вместо схемы Н. С. Шпак, выделившей здесь наджелтулинские образования [49].

В 1956 г. Амакинской экспедицией (С. М. Цейтлин) с целью поисков спутников алмаза проведено шлиховое опробование в бассейнах рек Амги и Алдана. Этими работами не выявлено спутников алмаза, а также минералогических признаков иной рудной минерализации [43].

После выявления и проверки в 1960 г. радиоактивных аномалий на Эльконском горсте (западная часть листа), началось 50-летнее специализированное поисковое, поисково-оценочное, разведочное и тематическое изучение ураноносности Эльконского горста, сопровождаемое горнобуровыми и геофизическими работами (Октябрьская, затем Приленская экспедиция, ПГО «Приленскгеология» при участии сотрудников ВИМСа, ИГЕМа и др. институтов). Проведены первые крупномасштабные съёмки территории Эльконского горста (Е. В. Ахапкин, В. А. Груздев, Ф. К. Портнов и др.). В результате были открыты группы урановых и золото-урановых месторождений (Эльконский урановорудный район) [44].

В 1957–1959 гг. во ВСЕГЕИ под руководством Т. В. Билибиной, была составлена металлогеническая карта Алданского щита м-ба 1 : 500 000.

К 1964 г. было завершено составление геологической карты восточной части Алданского щита мелкого масштаба (ред. Г. Ю. Лагздина), которая охватывает юго-западную часть листа О-52. В этой работе предлагается иная стратиграфическая схема архея с отнесением «наджелтулинских» слоев к тимптонскому времени. Тем самым устанавливается самостоятельная структурно-формационная область и определяется более молодой, позднеархейско-раннепротерозойский, возраст кислого магматизма этого региона [49].

В 1964 г. составлены Госгеолкарты мелкого масштаба листов О-52 и О-53 (второе издание) под редакцией Ю. К. Дзевановского.

В 1965 г. издана «Легенда Алданской серии листов ГГК-200», основы которой были заложены еще на первых межведомственных стратиграфических совещаниях по Сибири (Ленинград, 1956 г.) и Якутии (Якутск, 1961 г.). Этими работами были установлены основные черты геологического строения и заложен фундамент для последующих исследований [152].

В 1966–1969 гг. под общим руководством Л. И. Красного (ВСЕГЕИ) создана первая формационная карта региона в масштабе 1 : 1 500 000. Усовершенствованная схема формационного расчленения представлена на карте эндогенной металлогении того же масштаба и тектонической карте Сибирской платформы издания 1980 г.

С середины 60-х годов началось геологическое крупномасштабное картирование наиболее перспективных на полезные ископаемые площадей. Эти работы проводились преимущественно геологами ЯТГУ, ПГО «Аэрогеология»: В. Г. Амарским, А. И. Брейдо, Л. Ф. Бураковым, Н. И. Веревкиным, Ю. Н. Гамалея, М. З. Глуховским, Б. А. Гомзиковым, В. И. Егиным, Е. М. Заблоцким, Г. Г. Забелиным, Л. С. Каневским, Л. Н. Кичигиным, А. С. Княжевным, А. Н. Кострыкиной, Е. П. Максимовым, В. С. Минаковым, С. В. Потаповым, В. Г. Сапожниковой, И. Т. Сидоровым, О. Х. Чилияном, В. И. Шевченко и др.

Из тематических разработок второй половины 60-х годов следует упомянуть следующие. Ю. К. Дзевановским и Е. П. Миронюком выделены на Алданском щите архейские компенсационные структуры – литоплинты и перилитоплинты. А. А. Маракушевым, в отличие от взглядов В. А. Кудрявцевой, В. В. Архангельской и Н. С. Шпак, высказано мнение о принадлежности Сутамского блока к самостоятельной архейской структуре, сложенной образованиями курультинской серии. В. И. Кицулом была доказана существенная неустойчивость процессов метаморфизма в архее. Исследованиями С. В. Нужнова и В. И. Левина, а впоследствии А. Н. Кострыкиной и О. Х. Чилияна доказан доучурский возраст отложений Давангринского и Нуямского грабеннов. А. Л. Ставцевым обоснован разрез позднепротерозойских отложений Учуро-Майского района [49].

После 1965 г. (утверждение ГКЗ запасов крупнейшего Ковдорского месторождения слюды на Балтийском щите) потребность в алданском флогопите резко сократилась и съёмочные, поисковые и разведочные работы на него в основном были прекращены. В 1970 г. Р. Ф. Черкасовым (ТУКЭ) завершена фундаментальная сводка геологических материалов по Алданской флогопитоносной провинции, ставшая своеобразным итогом «флогопитового» периода в изучении Алданского щита. Основные положения этой работы позднее были опубликованы [122].

В 1967 г. сотрудниками ВСЕГЕИ Т. В. Билибиной, А. Д. Дашковой и др. составлена обширная сводка материалов по мезозойской тектономагматической активизации Алданского щита, в т. ч. и по Эльконскому магматическому узлу [2]. В 1969 г. Е. П. Максимов, В. В. Карелин и В. И. Уютов впервые выполнили формационный анализ мезозойских изверженных пород ЦАРа [150].

В начале 70-х годов исследованиями В. М. Власова, Г. Ю. Лагздиной, Э. Л. Магнушевского, Е. П. Миронюка, В. Г. Тарасовой были существенно уточнены разрезы мезозойских отложений Токской впадины, установлен полиформационный характер крупных магматоцентров и главные черты магматической и металлогенической зональности территории [49].

В эти же годы И. М. Фрумкин, Л. И. Салоп и Л. В. Травин предложили новые схемы корреляции архея; Е. П. Максимов существенно дополнил схему последовательности мезозойского магматизма хр. Кет-Кап, Е. Б. Хотина выделила в бас. Алдана палеоген-неогеновые отложения [49].

Период 1973–1991 гг.

Для этого этапа характерно резкое увеличение объемов геолого-разведочных работ. Правительственным постановлением о строительстве Байкало-Амурской магистрали (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 1974–1975 гг. В. А. Асташкин, А. И. Варламов и др. (СНИИГГиМС) провели литолого-стратиграфические исследования в среднем течении реки Амга, в результате которых получена палеонтологическая характеристика обнаженных разрезов, изучена литология и произведена корреляция разрезов разнофациальных областей [44].

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

В 1978 г. коллектив геологов ТУГРЭ (Ар. Н. Угрюмов, В. В. Карелин и др.) закончил многолетние исследования золотоносности ЦАРа составлением металлогенической карты Центрально-Алданского района масштаба 1 : 50 000 [43].

Результаты многолетних тематических исследований гранитоидов центральной части Алданского щита систематизированы в монографиях В. А. Рудника и Г. М. Беляева [107,1].

В 1979 г. Е. П. Максимовым, С. В. Нужновым и др. (ЦТЭ) составлены листы О-52-А, -В и -Г геологической карты региона БАМ масштаба 1 : 500 000 [9], отразившие представления о строении площади, сложившиеся к концу 1970-х гг. Основой для составления карт послужила геологическая карта Южной Якутии масштаба 1 : 500 000, составленная Л. М. Реутовым, И. М. Фрумкиным и др. в 1976 г. На листах О-52-А и -В фёдоровская свита объединена вместе с иджакской в тимптонскую серию, с несогласием лежащую на образованиях иенгрской серии, а кюриканские образования включены в джелтулинскую серию. Позднее, в 1986 году, во ВСЕГЕИ была подготовлена к изданию под редакцией Е. П. Миронюка Госгеолкарта–1000 (новая серия) листа О-52,(53) (Томмот) [44]. На ней фёдоровские образования впервые выделены в ранге серии, расчленённой на (снизу вверх) медведевскую, леглиер-

скую и атырскую свиты, а тимптонская серия на площади объединила образования иджакской и кюриканской свит. Такие серьёзные расхождения в составленных практически одновременно картах отражали острую дискуссионность стратиграфического расчленения раннедокембрийских образований щита. В комплект Госгеолкарты–1000 листа О-52 впервые была включена карта четвертичных отложений, отразившая результаты работ Е. Б. Хотинной; юдомские отложения включены в состав венда и выделены в ранге серии [43].

В 1981–1982 гг. А. С. Андреев и В. А. Потапов провели поиски строительных материалов вдоль трассы АЯМ. Установлена пригодность доломитов тумулдурской свиты к переработке в щебень для балластного слоя железнодорожного пути. В дальнейшем, в 1986–1987 гг. эти исследования были продолжены В. Т. Николаевым, в результате три объекта переведены в разряд месторождений доломитов, расширена область применения щебня доломитов [44].

В 1981 г. В. П. Антоновым (Алданская ГРЭ комбината «Алданслюда») в верхнем течении р. Прав. Ыллымах были выделены участки для постановки поисковых работ на графит (графитоносность этого района была выявлена ещё в 1952 г. Л. П. Цветковым), в результате здесь в 1983–1986 гг. было открыто крупное месторождение Чебере [43].

В 1980–1985 гг. выполнена предварительная разведка крупного уранового месторождения зона Северная (запасы утверждены в 1986 г.).

В 1983 г. коллектив геологов ИГГД РАН и Института геологии ЯФ СО РАН под руководством В. Л. Дука завершил составление карты раннего докембрия Южной Якутии м-ба 1 : 500 000, суммировавшей результаты многолетних исследований в регионе [64].

Огромную роль в формационном анализе территории сыграли труды Т. В. Билибиной, А. А. Ельянова, В. И. Кицула, Э. Л. Магнушевского, Н. С. Малича, Е. П. Максимова, Е. П. Миронюка, В. Н. Мошкина, М. П. Орловой, А. Л. Ставцева и др.

Период после 1991 гг.

Развал экономики, резкое падение объемов промышленного производства в стране привели к значительному снижению финансирования и сокращению физических объемов геолого-съёмочных и геолого-разведочных работ.

В 1991 г. В. И. Шевченко и Н. И. Веревкиным составлена рабочая легенда для геологических карт масштаба 1 : 50 000 на Центрально-Алданскую серию листов. В рамках подготовки легенды во ВСЕГЕИ под руководством С. Д. Великославинского была выполнена тематическая разработка критериев расчленения и корреляции докембрийских магматических образований, дополненная рабочей легендой для Эмельджакского района [131].

Начиная с 1993 г. опубликовано несколько десятков работ, посвящённых Sm-Nd изотопии и геохронологии пород Алданского щита, из которых следует, что породы верхнеалданской серии не могут быть древнее позднего архея, а породы фёдоровской и желтулинской серий – раннего протерозоя [79,80,81,82,4].

В 2001 г. ГУ ГПП «Алдангеология» закончены поисково-оценочные работы на рудное золото в междуречье рр. Элькон и Якокит, существенно нарастившие золоторудный потенциал площади (месторождение Межсопочное, рудопоявления Гольцовое, уч. Ореховский и др.) [43].

В 2001 г. составлена Геологическая карта Якутии масштаба 1 : 500 000 [37], содержащая большое количество авторских, не апробированных подразделений в своей легенде.

С 90-х годов в ЦАРе. начинается геологическое доизучение территорий в масштабе 1 : 200 000 (ГДП-200). В 1994–1995 и в 1997–1999 гг. в рамках разработки легенды для ГГК-200 Алданской серии листов Е. Б. Хотина (ВСЕ-ГЕИ) выполняет работы по изучению кайнозойских образований ЦАРа. Автором предложена наиболее детальная схема генетического и возрастного расчленения кайнозойских отложений, подтвержден факт широкого распространения в районе рыхлых дочетвертичных пород [43].

В 2001 г. О. И. Щербakov и В. А. Мендель составили геологические карты третьего поколения листов О–52-I (устье р. Нёгючей), О–52-II (Верхняя Амга). В 2002 г. Д. В. Утробин, К. А. Воробьев и В. И. Шевченко – карты листов О–52-VII (Томмот) и О–52-XIII (Ыллымах). Е. А. Кардаш в 2011 г. подготовил карту листа О–52-XIV (Усть-Тимптон).

В 2008–2011 годах в результате проводимых на площади Эльконского рудного узла ФГУП «ВСЕГЕИ» и ГУ ГПП РС (Я) «Якутскгеология» комплексных прогнозно-поисковых работах на выявление промышленных типов комплексного золото-уранового оруденения, выделены поисковые участки для проведения детальных геолого-разведочных работ, дана прогнозная оценка этих участков по категориям P_1 и P_2 [101].

До 2012 г. активные работы по подготовке к эксплуатации урановых месторождений зоны Северная вело ОАО «Атомредметзолото», но в связи с изменившейся экономической ситуацией работы были свернуты.

Геофизическая изученность. Изученность территории геофизическими методами оценивалась по трем основным направлениям: магниторазведочные работы, гравиразведочные работы, аэрогаммаспектрометрические работы. Схемы геофизической изученности находятся в сопровождающей карту базе данных. Материалы интерпретации геофизических данных представлены в опережающей геофизической основе.

Территория листа обеспечена аэромагнитными съемками масштаба 1 : 200 000, которые проводились с 1958 по 1960 годы. Рядовые съемки 1958–1959 годов выполнялись аэрогамма-спектрометрической станцией АСГМ-25, съемка 1960 года феррозондовым магнитометром АЭМ-49. Съемки выполнены на высоте полета 200–300 м. Карты (ΔT)_a по листам масштаба 1 : 200 000 в цифровом виде находятся в Банке Гравимаг.

Гравиметрическая основа для листа построена по материалам гравиметрических съемок масштаба 1 : 200 000, проводимых ПГО «Якутскгеология» в период с 1989 по 1991 гг. Использованные материалы получены из банка «Гравимаг», созданного на основе изданных и подготовленных к изданию листов Государственной гравиметрической карты масштаба 1 : 200 000.

Радиометрическая АГС съемка геологического назначения масштаба 1 : 200 000, выполнялась аэропартиями №16 ПГО «Невскгеология» и № 35

ПГО «Таежгеология» в 1983–1990 гг. Съёмки масштаба 1 : 200 000 охватывают полностью Алданский щит. На площади Эльконского горста и на западе Учуро-Майского свода проведена съёмка масштаба 1 : 50 000. На крайнем севере, в районе распространения платформенных отложений, аэрогеофизические измерения экологической направленности выполнены в мелком масштабе институтом прикладной Геофизики (ИПГ «Госкомгидромет») СССР в 1973 г.

Для западной части листа, в пределах Иенгрского структурного района и западной части Тимптоно-Учурского района использованы АГС съёмки геологического назначения масштабов 1 : 50 000 и 1 : 200 000 аэропартии №16 ПГО «Невскгеология». Для восточной части листа О-52, включающей большую часть Тимптоно-Учурского района и Токинскую впадину – АГС съёмки геологической направленности масштаба 1 : 200 000 партии №35 ПГО «Таежгеология». Среднененская моноклиза, Виллойская синеклизы были изучены мелкомасштабной экологической съёмкой ИПГ «Госкомгидромет» СССР.

Все измерения производились на вертолетах МИ–8 по системе встречно-параллельных субмеридиональных маршрутов в диапазоне высот 50–100 м при средней скорости полета 140–180 км/ч. Радиоэкологические съёмки ИПГ «Госкомгидромет» СССР выполнены на самолете типа АН–2 (V=180–240 км/ч).

На территории листа глубинные сейсмические исследования практически не проводились. По северо-западной части листа проходит опорный комплексный геофизический профиль 3-ДВ (центральный участок).

Лист О–52 обеспечен геофизической основой, созданной ФГУНПП «Геологоразведка» в 2005 году.

Анализ *геохимической изученности* листа позволяет сделать вывод, что удовлетворительно изучено методом литохимических поисков по потокам рассеяния 25% площади (северо-западная и юго-западная части), методом бриохимических поисков – 12%, методом геохимических поисков по вторичным ореолам – 5%, методом гидрогеохимических поисков – 5%, методом шлихогеохимических поисков – 4%, методом шлихо-минералогических поисков – 84%. На территории листа О-52 отсутствуют площади удовлетворительно изученные методом геохимических поисков по первичным ореолам. Необходимой для составления комплекта карт ГХО-1000 информацией не обеспечены площади листов О-52-V, VI. Ретроспективные геохимические материалы очень неоднородны и неполны, как в отношении регулярности геохимического опробования, так и в отношении качества и сопоставимости аналитических данных. ФГУП «ИМГРЭ» по ретроспективным данным подготовлена геохимическая основа, которая апробирована геохимической секцией НРС 25.06.2007 года. ГХО листа О–52 составлена при недостаточном качестве информации.

Гидрогеологическая изученность территории неравномерная. Сведения о подземных водах ограничивается данными, полученными в маршрутных исследованиях Е. А. Басковым (1959–1961 гг.), Г. И. Климовым (1961 г.), М. Ю. Милоновским и Б. В. Боровицким (1980 г.). Имеющийся фактический материал обобщен в двух томах «Гидрогеологии СССР» (1970, 1971 гг.), а от-

дельные специальные вопросы рассмотрены в работах Н. И. Толстихина (1957 г.), И. К. Зайцева (1956 г.), Е. А. Баскова (1977 г.), Г. И. Климова (1972 г.), Н. А. Некрасова (1979 г.) и др. Сведения о подземных водах бассейнов Гыныма, Учюра, Гонама и Идюма получены М. Ю. Милоновским и Б. В. Боровицким в 1980 г [49].

В 1981–1985 гг. Ленской ГРЭ (отчет В. А. Белых и др., 1985 г.) проведена инженерно-геологическая и гидрогеологическая съёмка масштаба 1 : 200 000 на территории, включающей площадь листов О–52-I,-II. Установлены основные гидрогеологические и инженерно-геологические особенности территории, строение и температурный режим криолитозоны [49].

В 1981–1985 гг. в связи с проектированием строительства железной дороги Беркакит–Якутск на площади, включающей лист О-52-VII силами ЮЯГРЭ выполнена гидрогеологическая и инженерно-геологическая съёмка масштаба 1 : 200 000 (отчет Кутаевой и др., 1985 г.), давшая много новой информации о гидрогеологических, криологических и инженерно-геологических условиях территории [43].

Обеспеченность территории листа О–52 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 относится к Алдано-Забайкальской серии листов ГК-1000/3. Серийная легенда составлена в 2005 г., в 2010 году была дополнена и актуализирована. Лист обеспечен серийными легендами Госгеолкарты–200 (второе издание): Алданской, Учуро-Майской, Амгинской и Нижнеамгинской.

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. [95]. 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 съёмок 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 мелко-масштабных 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 четвертичных 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;
- тектоническая схема масштаба 1 : 2 500 000;
- схема минерагенического районирования и прогнозируемых месторождений полезных ископаемых масштаба 1 : 2 500 000;
- схема продуктивности рудных районов и узлов масштаба 1 : 2 500 000;
- схема прогнозных ресурсов рудных районов и узлов масштаба 1 : 2 500 000;
- геоморфологическая схема масштаба 1 : 2 500 000;
- эколого-геологическая 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.

Сопровождающая база данных содержит информационные блоки: первичных данных; информации о стратотипах, опорных разрезах, петротипах, опорных скважинах; информации о полезных ископаемых; информации по изученности площади листа; дистанционную основу листа (ДО); опережающую геофизическую основу листа (ОГФО); опережающую геохимическую основу листа (ОГХО); материалы, подтверждающие увязку листа с ранее принятыми к изданию сопряженными листами; дополнительные материалы, обосновывающие авторские построения. Материалы базы данных увязаны с основными материалами по листу карты в соответствии с требованиями издания «Методические рекомендации по составу и структуре сопровождающих и первичных баз данных ГК-200/2 и ГК-1000/3» 2015 года.

1. СТРАТИГРАФИЯ

К стратифицируемым образованиям, слагающим площадь листа, относятся сложнодислоцированные метаморфические породы архея, терригенные породы протерозойских грабенов, карбонатно-терригенные отложения рифея, карбонатные отложения венда-кембрия, терригенные – юры, вулканогенные – мела, коры выветривания и аллювиальные отложения палеогена и неогена, рыхлые четвертичные образования. Районирование территории проведено в соответствии с Алдано-Забайкальской серийной легендой. Список стратотипических местностей, результаты геохимических и петрографических исследований приведены в сопровождающей Записку базе данных, геохронологические данные – в приложении 1.

АРХЕЙ

За основу стратиграфического расчленения архейских образований приняты положения Стратиграфического кодекса России [114], подразделяющего архейскую акротему на нижнеархейскую (саамскую) и верхнеархейскую (лопийскую) зонотемы с границей между ними на уровне 3200 млн лет. В соответствии с особенностями геологического строения территория листа на архейском срезе подразделяется на Иенгрский, Тимптоно-Учурский, Южно-Алданский структурные районы Алданского щита.

АЛДАНСКИЙ ЩИТ

ИЕНГРСКИЙ РАЙОН

В составе Иенгрского района Алданского щита выделяются Нимнырская, Мелемкенская, Иджекская и Сутамская площади. На территории района представлены метаморфиты преимущественно нижнеархейской зонотемы, а также присутствуют метаморфические образования середины верхнего архея исключительно на территории Нимнырской площади.

НИМНЫРСКАЯ ПЛОЩАДЬ

Нимнырская площадь сформирована метаморфическими образованиями раннеархейского возраста верхнеалданской серии и позднеархейскими федоровской серии и иджакской свиты.

Верхнеалданская серия выделена Н. В. Фроловой, Н. Ф. Клековкиным в 1945 г. в бассейнах рек Бол. и Мал. Нимныр, Алдан на листах О-51-XXIII, XXIV [152].

Подразделяется на три свиты: курумканскую – существенно кварцитовую; васильевскую – кварцито-гнейсовую; нимнырскую – плагиогнейсовую.

Выходы отложений Курумканской свиты отсутствуют на площади листа.

Васильевская свита (AR_{1vs}) выделена Н. В. Фроловой, Н. Ф. Клековкиным в 1945 г. в долине руч. Васильевка (бассейн р. Мал. Нимныр) на листе О-51-XXIV [152].

В составе свиты объединены высокоглиноземистые кордиеритовые, силлиманит-кордиеритовые, биотит-кордиеритовые гнейсы, 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 разрезом мощных кварцитовых пачек при сохранении того же облика, петрографического и петрохимического состава пород.

Мощность свиты более 1600 м.

Нимнырская свита (AR_{1nt}) выделена С. П. Коноплевым и др. в 1948 г. в долинах рек Бол. Нимныр и Нимегеркан на листе О-51-XVII [152].

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 300–400 м горизонт 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, метавебстеритов) и редкие линзы плагиоклаз-диопсидовых, скаполит-плагиоклаз-диопсидовых метасоматических пород.

Мощность свиты более 1900 м.

Породы серии метаморфизованы, судя по минеральным парагенезисам, в условиях высокотемпературной субфации гранулитовой фации умеренной глубинности с параметрами 800–900°C и 7,3–7,6 кбар [64], по последним данным несколько ниже: 770–830°C и 5–6 кбар [107], 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 сопряжённый с ней интенсивный ультраметаморфизм: разнообразная, преимущественно послойная, мигматизация, почти повсеместная гранитизация с преобразованием значительного объёма пород в гранито-гнейсы [7].

Возраст верхнеалданской серии до настоящего времени является дискуссионным. Наиболее древние значения возраста получены по пробам, ото-

бренным в районе Грековского переката на р. Алдан: 3570 ± 60 Ма (U-Pb изохронный метод по цирконам из гиперстен-биотитовых плагиогнейсов (инфраккомплекс)) и 3456 Ма (Sm-Nd модельный метод для кордиерит-гранат-биотитовых гнейсов) [152]. Между тем С. Д. Великославинский [3] на основе анализа большого числа изотопных данных оценивает возраст серии в 3100–2900 Ма, а А. П. Смелов и соавторы, также опирающиеся на изотопные данные, считают его более молодым – 2450–2300 Ма [160].

Федоровская серия впервые была выделена в ранге свиты С. П. Коноплевым в 1948 г. на территории Фёдоровской группы месторождений флогопита в бассейне верхнего течения р. Курунг-Хонку, лев. притока р. Тимптон на листе О–52–XIX [163], в 1981 г. Е. П. Миронюком выделена как серия, расчлененная на три свиты: медведевскую, леглиерскую и атырскую.

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 фёдоровской серии установлено её несогласное залегание на верхнеалданских образованиях [52].

Медведевская свита (AR^2_{md}) выделена в долине руч. Медведевка (приток р. Мал. Нимныр) на листе О–51–XXIV [163].

Свита сложена существенно роговообманковыми плагиосланцами (с теми или иными количествами биотита, диопсида, гиперстена, кварца) в переслаивании с подчинёнными плагиогнейсами того же минерального состава. По объёму преобладают биотит-роговообманковые и двупироксен-роговообманковые плагиосланцы, на фоне которых переменную (как по латерали, так и по разрезу) от участка к участку долю составляют диопсид-роговообманковые, двупироксеновые, биотит-гиперстеновые, роговообманковые и роговообманково-диопсидовые плагиосланцы и, реже, плагиогнейсы. В нижней части разреза на некоторых участках наблюдается несколько пачек (по 1–20 метров мощностью) роговообманково-диопсидовых, диопсидовых и гиперстеновых плагиосланцев с прослоями и линзами магнетит-флогопит-диопсидовых, диопсид-скаполитовых, волластонитовых пород. [44].

Мощность свиты составляет от 100 до 500 м.

Леглиерская свита (AR^2_{lg}) выделена в долине р. Леглиер (приток р. Тимптон) на листе О–51–XXIV [163].

Свита имеет согласные границы с подстилающими отложениями медведевской свиты и перекрывающими образованиями атырской свиты. Является региональным маркёром, разделяющим петрографически близкие толщи медведевской и атырской свит. Для свиты характерна повышенная доля в составе диопсидовых или диопсидсодержащих пород и наличие трёх маркирующих пачек с невыдержанной мощностью (100–350 м), относительно насыщенных диопсидовыми сланцами, кальцифирами и различными метасоматическими производными по ним. Свита сложена преобладающими диопсид-роговообманковыми, двупироксен-роговообманковыми плагиосланцами и, реже, плагиогнейсами; менее распространены биотит-роговообманковые, биотит-гиперстеновые и роговообманковые плагиосланцы. В подчинённых количествах присутствуют прослои флогопит-диопсидовых, скаполит-

диопсидовых, иногда сфенсодержащих сланцев и кальцифиров с небольшими линзами мраморов мощностью 0,5–15 м [44].

Мощность свиты 600 м.

Атырская свита (AR_{2at}^2) выделена в долине руч. Атыр (приток р. Тимптон) на листе О–52–XII [163].

Она согласно залегает на образованиях леглиерской свиты. В ее составе преобладают роговообманковые, биотит-роговообманковые сланцы и гнейсы, чередующиеся со слоями сланцев и гнейсов клинопироксен-роговообманковых, гиперстен-роговообманковых, реже диопсидовых и гиперстеновых. Верхняя часть разреза свиты характеризуется повышенным количеством слоев роговообманково-диопсидовых сланцев и линз диопсидитов. В кровле залегает пачка переслаивающихся сланцев и гнейсов роговообманковых и диопсидовых, сланцев роговообманково-двупироксеновых, гиперстен-роговообманковых, двупироксеновых, диопсидитов, мраморов и кальцифиров [49].

Мощность свиты более 500 м.

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 Ма, что объясняется воздействием пиковых метаморфических преобразований гранулитовой и амфиболитовой фаций и сопутствующими магматическими процессами этого времени. По данным С. Д. Великославинского с коллегами [4], полученным U-Pb методом по циркону, возраст кристаллизации метаандезитобазальтов федоровской серии составляет 2006 ± 3 Ма. А. П. Смелов оценивает время образования метабазитов серии интервалом с 2,3 по 2,01 млрд. лет [160]. По данным 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 Ма для цирконов разных морфотипов [98].

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

Иджакская свита (AR_{2id}^2) выделена И. М. Фрумкиным в 1961 г. в долине р. Тимптон (выше устья р.Иджак) на листе О–52–XIV, XX [152].

Свита представлена гиперстеновыми, гиперстен-диопсидовыми и гиперстен-диопсид-роговообманковыми плагиогнейсами с преобладанием гиперстеновых плагиогнейсов. Среди них встречаются прослой и линзы гиперстено-роговообманковых, двупироксен-роговообманковых, диопсид-роговообманковых, диопсид-плагиоклаз-скаполитовых, диопсид-плагиоклазовых кристаллических сланцев, известково-силикатных и диопсидовых пород. Встречаются маломощные (до 2–3 м) пласты гранат-биотитовых, гранат-гиперстен-биотитовых плагиогнейсов и гнейсов, чередующихся друг с другом и с двупироксеновыми плагиогнейсами. Гранат-биотитовые плагиогнейсы вместе с известково-силикатными породами образуют маломощные пачки ритмичного строения.

Стратиграфическое положение иджакской свиты остается неясным. К верхнему структурно-вещественному комплексу она отнесена в связи с при-

сутствием в ней основных кристаллических сланцев с повышенным содержанием K, Na и Al (субщелочные базальты), образующих переходы к породам андезито-базальтового состава. Толща находится в аллохтонном залегании и имеет тектонические контакты [143].

Иджакская свита несогласно залегает на породах федоровской серии. По Алданской СЛ–200 (2000 г.) [163], она выделена в отдельную свиту, залегающую с тектоническим контактом на породах федоровской серии.

Иджакская свита, сложена всеми теми же разновидностями метаморфических пород, что и нижележащая медведевская свита. Отличительной особенностью состава этой свиты является наличие по всему разрезу среди пироксеновых кристаллических сланцев и гнейсов тонких (1–20 м) прослоев биотит-гранатовых гнейсов.

Граница между иджакской свитой и федоровской серией проходит по кровле верхнего горизонта карбонатных пород нижележащей свиты и по появлению в разрезе среди пироксеносодержащих пород сравнительно частых прослоев биотит-гранатовых гнейсов [143].

МЕЛЕМКЁНСКАЯ ПЛОЩАДЬ

Мелемкёнская площадь сложена метаморфическими образованиями Иенгской серии.

Иенгская серия выделена Д. С. Коржинским в 1931 г. в долине р. Тимптон на участке от устья р. Иенгры до устья р. Бугорыкты на листе О–51-XXXVI. Серия состоит из трех свит: малокабактинской, митингской и бугорыктанской [163].

Малокабактинская свита (AR_{mk}) впервые выделена Д. В. Утробиным [163], в долине рч. М. Кабакта, правом притоке р. Кабакта на правобережье Тимптона, лист О–51-XXXV.

Разрез свиты по Л. М. Реутову [108] представлен (снизу-вверх):

- лейкократовыми биотит-ортопироксеновые гнейсы с прослоями клинопироксен-роговообманковых плагиосланцев (400–500 м);
- переслаивающимися биотит-ортопироксеновыми, биотит-гранатовыми гнейсами, роговообманково-клинопироксеновыми и двупироксеновыми плагиосланцами (300 м);
- клинопироксен- и двупироксен-роговообманковыми плагиосланцами с прослоями и линзами кварцитов и биотит-гранатовых гнейсов (400–500 м).

Мощность малокабактинской свиты более 1300 м.

Митингская свита (AR_{mt}) выделена коллективом геологов в 1985 г. в долине руч. Митинга, правом притоке р. Кабакта на листе О–51-XXXVI, [163].

Свита состоит из 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. Второй снизу слой кварцитов содержит окурданский горизонт (до 250 м) виридиновых кварцитов, переслаивающихся 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 двупироксеновых сланцев и пириболитов, количество которых уменьшается вверх по разрезу. Постоянно присутствуют маломощные слои плагиогнейсов и гнейсов гранатовых, графитовых, а также сланцев клинопироксеновых [51].

Мощность свиты 2000 м.

Бугорьктанская свита (AR_1bg) выделена Л. М. Реутовым в 1981 г. в бассейнах рек Бугорьктан, Анамжак и М. Мелемкён на правом берегу Тимптона на листе О–51-XXX [108].

Свита согласно залегает на митигинской свите. Её отложения представлены основными кристаллическими сланцами и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами. В низах разреза свиты отмечаются прослои биотит-гранатовых гнейсов и кварцитов, 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°C и 5–7 кбар с последующим ретроградным метаморфизмом амфиболитовой фации [64].

Возраст пород серии оценивается Рb-Рb методом в диапозоне 2540–2130 Ма [99], что, вероятно, отражает время проявления гранулитового метаморфизма [107].

ИДЖЕКСКАЯ ПЛОЩАДЬ

На Иджекской площади распространены нельгюйская и сеймская свиты бурпалинской серии.

Нельгюйская свита (AR_1nl) выделена И. М. Фрумкиным в 1971 г. в бассейне р. Нельгюу (приток р. Тимптон) на листе О–52-XXVI [152].

Свита сложена преимущественно сланцами двупироксеновыми, гиперстеновыми. Наблюдаются взаимопереходы двупироксеновых сланцев и пириболитов, в отдельных случаях среди них встречаются линзы пироксенолитов и метаультрабазитов. Постоянно присутствуют плагиогнейсы, в том числе массивные, представляющие, по-видимому, продукты гранитизации. Достоверно нижний контакт свиты неизвестен, при картировании он определяется по наличию пачки, представленной мономинеральными кварцитами, иногда с силлиманитом мощностью до 40 м. Иногда к этой пачке приурочены слои плагиогнейсов, в том числе амфибол-клинопироксеновых, гранат-гиперстеновых, реже гранат-биотитовых. Постоянно обнаруживаются амфиболиты, в том числе пироксеновые, редко гранатовые. Кровлей свиты является слой однородных гранатовых гнейсов [49].

Мощность свиты более 2000 м.

Сеймская свита (AR_{1sm}) выделена В. А. Лукониной в 1952 г. в долине р. Семдье (приток р. Тимптон) на листе О–52-XXVI [152].

Свита повсеместно согласно залегает на нельгюйской свите, она сложена гнейсами, главным образом гранатовыми, со слоями сланцев двупироксеновых, гиперстеновых с линзами кварцитов (иногда магнетитовых) и амфиболитов.

В верхах разреза наблюдается невыдержанная по простиранию пачка диопсидовых гнейсов и сланцев с линзами диопсидитов.

Радиологический возраст (калий-аргоновый метод по валовой пробе) силлиманит-кордиеритового гнейса, по данным Л. А. Реутова, составляет 2,6 млрд. лет [49].

Мощность свиты составляет более 1400 м.

СУТАМСКАЯ ПЛОЩАДЬ

Сутамская площадь сложена породами гидатской толщи, которая подразделяется на нижнюю и верхнюю подтолщи.

Нижняя подтолща гидатской толщи (AR_{1gd_1}) выделена И. М. Фрумкиным в 1978 г. в долине р. Сутам и бассейне р. Гидат на листах О–52-XXXI, N-52-II [152].

Подтолща состоит из кристаллосланцев, реже гнейсов пироксен-амфиболовых, пироксеновых, амфиболовых, часто магнетитсодержащих. В подчиненном количестве присутствуют диопсидовые, пироксен-гранатовые породы, эклогиты, эклогитоподобные породы [50].

Мощность толщи более 3000 м.

Верхняя подтолща гидатской толщи (AR_{1gd_2}) выделена И. М. Фрумкиным в 1978 г. в долине р. Сутам и бассейне р. Гидат на листах О–52-XXXI, N-52-II [152].

Подтолща представлена гнейсами биотит-гранатовыми с прослоями кристаллических сланцев силлиманит-кордиерит-гранатовых, гиперстеновых, двупироксеновых, пироксен-амфиболовых. Отмечаются линзы и пласты кварцитов гранатовых и магнетитовых, кальцифиров. Верхняя толща согласно залегает на нижней [50].

Мощность толщи 2000 м.

Кристаллосланцы реконструируются как толеитовые базальты и коматииты. По минеральным ассоциациям устанавливается гиперстен-силлиманит-сапфирин-кварцевая субфация гранулитовой фации метаморфизма ($P=10-12$ кБар, $T=1000^\circ\text{C}$ и более) [50]. Гидатская серия прорывается и мигматизируется раннеархейскими чарнокитоидами древнеалданского комплекса. Абсолютный возраст оливин-двупироксеновых кристаллосланцев, определенный Sm-Nd изохронным методом, составляет 3067 ± 130 Ма [163].

С железистыми кварцитами серии связаны железорудные проявления.

ТИМПТОНО-УЧУРСКИЙ РАЙОН

В состав Тимптоно-Учурского района Алданского щита входят Желтулинская, Суннагинская, Гонамская, Тырканская и Туксанейская площади.

ДЖЕЛТУЛИНСКАЯ ПЛОЩАДЬ

Желтулинскую площадь слагают метаморфические образования кюриканской и сутамской свит **желтулинской серии**.

Кюриканская свита (AR^2_{kr}) выделена З. Г. Ушаковой в 1946 г., в устье р. Кюрикан (приток р. Тимптон) на листе О-52-VIII [152].

Для неё характерно переслаивание гиперстен-плагиоклазовых, амфибол-плагиоклазовых, амфибол-биотит-плагиоклазовых, диопсид-плагиоклазовых и двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и гранат-биотитовых и гиперстен-амфиболовых плагиогнейсов. Карбонатные породы, представленные кальцифирами, и ассоциирующие с ними диопсидовые породы, тяготеют к нижним частям свиты и образуют маломощные, выклинивающиеся горизонты. Также к нижней части разреза свиты приурочена большая часть пироксеновых кристаллических сланцев. В средней части разреза присутствуют пироксеновые кристаллические сланцы, пироксеновые, гранатовые плагиогнейсы с линзами мраморов. Завершается разрез свиты пачкой переслаивания гнейсов, плагиогнейсов и сланцев гранатовых, пироксеновых, нередко графитсодержащих и силлиманитсодержащих с единичными линзами диопсидовых гнейсов и сланцев, мраморов [53].

Мощность отложений свиты достигает 2000 м.

Сутамская свита (AR^2_{st}) выделена З. Г. Ушаковой в 1946 г., в бассейне р. Сутам (нижнее течение) на листе О-52-XXXIII [152].

Вследствие разности литологического состава она подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты.

Нижняя подсвита в основании разреза представлена чередующимися кальцифирами и диопсид-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами. В подчиненном количестве содержатся прослой биотит-гранатовых, биотитовых и графит-биотит-гранатовых гнейсов и гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев. Выше, помимо преобладающих биотит-гранатовых гнейсов, отмечаются меланократовые биотит-амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы. Завершается разрез нижней подсвиты переслаивающимися диопсид-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и кальцифирами с небольшим количеством прослоев биотитовых, гиперстеновых, биотит-гиперстеновых, биотит-гранатовых и диопсидовых гнейсов и биотит-плагиоклазовых, биотит-графит-плагиоклазовых и гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев [8].

Верхняя подсвита сутамской свиты представлена лейкократовыми гранат-биотитовыми плагиогнейсами. В средней и нижней частях разреза подсвиты есть прослой биотитовых и биотит-графит-гранатовых гнейсов и графит-плагиоклазовых кристаллических сланцев. Иногда в разрезе отмечаются прослой гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и линзы кальцифиров. Среди биотит-гранатовых гнейсов отмечаются маломощные прослой силлиманитсодержащих и кордиеритсодержащих гнейсов [53].

Мощность свиты достигает 2000 м.

СУННАГИНСКАЯ ПЛОЩАДЬ

На площади развиты образования **чагдинской серии**, в состав которой входят три свиты: ортосалинская, магантасская и мугусканская.

Ортосалинская свита (AR^2_{or}) выделена Е. П. Миронюком в 1981 г., в бассейне р. Орто-Сала (приток р. Семдье) на листах О-52-XVI-XVIII [152].

Свита состоит преимущественно из гнейсов и плагиогнейсов гиперстеновых, гранатовых, биотитовых, реже двупироксеновых и гранат-гиперстеновых, с подчиненным количеством сланцев двупироксеновых, биотит-гиперстеновых, редко гранат-двупироксеновых, амфиболитов, приболитов и пироксенолитов.

В составе свиты в долине Учур и бас. рек Чайдах и Селигеле отмечены гнейсы графитовые и силлиманитовые [49].

Мощность свиты достигает 2000 м.

Магантасская свита (AR^2_{mg}) выделена Ф. Р. Леоновой в 1981 г., в долине руч. Маган-Тасс (приток р. Улахан-Сигле) на листах О-52-XVI-XVIII [152].

Взаимоотношение ее с орто-салинской свитой неясно, возможно несогласие между ними. В стратотипическом разрезе выделяются две подсвиты. Нижняя состоит из двух пачек мраморов, разделенных гнейсами пироксеновыми и высокоглиноземистыми со слоями графитовых амфиболитов, пироксенитов, метаультрабазитов. Верхняя сложена внизу гнейсами пироксеновыми, гранатовыми со слоями амфиболитов, пироксеновых сланцев, высокоглиноземистых гнейсов и линзами мраморов. Разрез завершается мраморами и кальцифирами переслаивающимися со сланцами и гнейсами пироксеновыми [49].

Мощность свиты достигает 2700 м.

Мугусканская свита (AR^2_{ms}) выделена Е. П. Миронюком в 1981 г., в долине р. Мугускан (приток р. Учур) на листах О-52-XVI-XVIII [152].

Свита завершает разрез чагдинской серии, согласно перекрывая магантасскую свиту. Она начинается пачкой (до 300 м) плагиогнейсов гиперстеновых, биотитовых, гиперстен-роговообманковых, среди которых в долине р. Учур появляются линзы кальцифиров и кварцитов. Основная часть разреза состоит из трех крупных (около 900 м) толщ преимущественно гнейсового состава, различающихся по соотношению гранатовых и безгранатовых разновидностей пород. В нижней части разреза преобладают сланцы роговообманково-гиперстеновые, гиперстеновые, двупироксеновые, а иногда метаультрабазиты и амфиболиты, среди которых встречаются гранатсодержащие разновидности. В средней и верхней толщах гранатовых гнейсов встречаются гнейсы и сланцы силлиманитовые, гранат-силлиманитовые, кордиерит-силлиманитовые и графитовые, а также отдельные выклинивающиеся по простиранию слои двупироксеновых сланцев (до 200 м). В виде отдельных линз встречаются диопсидовые сланцы и гнейсы. В разрезах долины р. Учур много роговообманково-клинопироксеновых и биотит-роговообманковых сланцев и плагиогнейсов невыясненного происхождения [49].

Мощность свиты более 2800 м.

Чагдинская серия является одним из наименее изученных докембрийских подразделений Алдано-Станового щита. Достоверные геохронологические данные о возрасте слагающих его толщ отсутствуют. Её позднеархейский возраст принят по аналогии со стратифицированными докембрийскими образованиями соседних площадей.

ГОНАМСКАЯ ПЛОЩАДЬ

Гонамская площадь на территории листа представлена **нингамской серией**, в состав которой входят образования трех свит – орогочинской, акчинской и буголлинской.

Буголлинская свита (AR^2_{bl}) выделена Е. П. Миронюком в 1981 г. в бассейне р. Буголла (приток р. Гонам) на листе О–52–XXVIII [152].

В составе буголлинской свиты выделяется три подсвиты. Нижняя – сланцы и гнейсы гиперстеновые, двупироксеновые, иногда пириболиты и амфиболиты, которым подчинены гнейсы и плагиогнейсы гранатовые, гранат-гиперстеновые, диопсидовые. Изредка встречаются слои гнейсов биотит-силлиманит-гранатовых, роговообманково-клинопироксеновых и линзы кальцифиров. В средней подсвите появляются выдержанные слои диопсидовых сланцев и гнейсов, линзы мраморов, гранат-двупироксеновых сланцев. Верхняя подсвита представляет собой переслаивание гнейсов и плагиогнейсов гиперстеновых, гранатовых, биотитовых, двупироксеновых, графитовых, биотит-клинопироксеновых с многочисленными слоями пириболитов, сланцев двупироксеновых и гиперстеновых. Отмечаются редкие слои биотит-кордиерит-силлиманитовых гнейсов и кальцифиров [49].

Мощность свиты достигает 2500 м.

Акчинская свита (AR^2_{ak}) выделена Е. П. Миронюком в 1981 г. в бассейне р. Гонам (в устье р. Акча) на листе О–52–XXIX [152].

Акчинская свита согласно перекрывает буголлинскую и представлена пестрым набором пород. В приустьевой части р. Нингам акчинская свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя начинается двупироксеновыми сланцами, перекрытыми мраморами и гранатовыми гнейсами. Присутствуют слои гнейсов графитовых, гранатовых, силлиманитовых. Верхняя подсвита – гнейсы гиперстеновые и гранатовые с мраморами и кальцифирами, реже сланцы пироксеновые, графитовые гнейсы [49].

В приустьевой части р. Алтан-Чайдах акчинская свита начинается с мощного пласта карбонатных пород, залегающего на гиперстеновых гнейсах буголлинской свиты. Этот пласт характеризуется ассоциацией мраморов и кальцифиров со сланцами, реже гнейсами двупироксеновыми, амфибол-гиперстеновыми, диопсидовыми. Выше залегают пачка гнейсов и плагиогнейсов гиперстеновых, гранатовых со сланцами двупироксеновыми, клинопироксен-роговообманковыми. Она перекрыта толщей, состоящей из гнейсов гиперстеновых, гранатовых, графитовых и др. с отдельными слоями и линзами сланцев двупироксеновых, пириболитов, метаультрабазитов, гнейсов высокоглиноземистых. Разрез завершается толщей мраморов и кальцифиров,

чередующихся с плагиогнейсами и сланцами гиперстеновыми, биотитовыми, редко гранатовыми и диопсидовыми [49].

Мощность отложений свиты – 2000 м.

Орогочинская свита (AR^2_{og}) выделена Е. П. Миронюком в 1981 г. в бассейне руч. Орогочи (приток р. Нингам) на листе О–52–XXVII [152].

Образования орогочинской свиты наблюдаются в узких ядрах синклиналей. Состав свиты отличается от акчинской свиты отсутствием в разрезе карбонатных пород. Свита сложена гранатовыми, реже биотит-графитовыми, биотит-гиперстеновыми гнейсами [49].

Мощность свиты 500 м.

ТЫРКАНСКАЯ ПЛОЩАДЬ

Тырканская площадь сложена метаморфитами тырканской серии раннеархейского возраста и позднеархейской хайканской серий.

Тырканская серия нерасчлененная ($AR_1^{?tr}$) выделена в верховьях рек Тыркан и Уян на листе О-53 [152].

Нижняя часть серии сложена гнейсами и кристаллосланцами биотит-клинопироксеновыми с прослоями гнейсов гранатовых, гиперстеновых, биотитовых, графитовых, реже кристаллосланцев двупироксеновых. В подчиненном количестве присутствуют амфиболиты, мраморы, встречаются линзы гнейсов силлиманитовых, диопсидовых, иногда апатитсодержащих. Верхняя часть сложена гнейсами гранат-биотитовыми, биотитовыми, кордиерит-, силлиманит- и графитсодержащими, а также гнейсами и кристаллосланцами гиперстеновыми, диопсидовыми, гиперстен-биотитовыми, гранат-гиперстеновыми, двупироксеновыми и мраморами. Метаморфиты серии мигматизированы раннеархейскими чарнокитоидами древнеалданского комплекса. Кристаллосланцы сопоставляются с толеитовыми базальтами. Возраст метаморфитов тырканской серии (U-Pb датировки) составляет 3,2–3,6 млрд. лет [50].

Мощность серии более 2000 м.

Хайканская серия нерасчлененная (AR^2_{hk}) выделена Е. П. Миронюком в 1981 г. в долине р. Хайкан (приток р. Учур) на листе О–53–XXV [152].

Серия сложена гнейсами и кристаллосланцами пироксеновыми, амфибол-пироксеновыми, гранат- и графитсодержащими с линзами амфиболитов и прослоями мраморов. По составу, строению разреза и метаморфизму хайканская серия сопоставляется с туксанийской. По Е. П. Миронюку метаморфиты этих серий синхронны гранулитам джелтулинской серии, их изохронный возраст по породе и термоионный по цирконам (Pb/Pb) колеблется от 2245 до 3000 Ма [50].

Мощность серии более 2000 м.

ТУКСАНИЙСКАЯ ПЛОЩАДЬ

Туксанийская площадь сложена образованиями позднеархейской туксанийской серии нерасчлененной.

Туксанийская серия нерасчлененная (AR^2_{tk}) выделена Е. П. Миронюком в 1981 г. в бассейне р. Туксани (исток р. Зея) [152].

Серия представлена кристаллосланцами и гнейсами амфибол-пироксеновыми, пироксеновыми, пироксен-амфиболовыми с прослоями мраморов, кальцифиров и линзами амфиболитов. По минеральным ассоциациям среди пород серии отмечаются разности, соответствующие гранулитовой фации метаморфизма. Региональный метаморфизм сопровождался процессами ультраметаморфизма с образованием мигматитов и гранитизированных метаморфитов. В породах серии отмечаются маломощные субогласные пластовые тела ультрабазитов и базитов. В зоне Станового разлома образования серии превращены в диафориты и бластомилониты эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций [50].

Мощность серии до 3500 м.

ЮЖНО-АЛДАНСКИЙ РАЙОН

Южно-Алданский район Алданского щита в пределах листа занимает крайне незначительную территорию и представлен Тангракской площадью.

ТАНГРАКСКАЯ ПЛОЩАДЬ

Тангракская площадь сложена метаморфитами **тангракской серии**, состоящей из сыгынахской и мурауьевской свит.

Сыгынахская свита (AR_{sg}) выделена В. Г. Ветлужских в 1963 г. в истоках руч. Сыгынах (приток р. Иенгра) [152].

Свита сложена гнейсами биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотит-пироксеновыми, кристаллосланцами пироксен-амфиболовыми, линзами кварцитов, амфиболитов.

Мощность свиты более 2000 м.

Муравьевская свита (AR_{mr}) сложена гнейсами дупироксен-роговообманковыми, роговообманковыми с прослоями кристаллосланцев и гнейсов гранат-биотитовых, линзами пироболитов, эклогитов. Мощность свиты более 2000 м.

Породы тангракской серии были метаморфизованы в гранулитовой фации. Позднее они были диафоритованы в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. Возраст серии (К-Аг метод) составляет 3503 ± 969 Ма [50].

ПРОТЕРОЗОЙ

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (КАРЕЛИЙ)

Стратифицированные отложения нижнего протерозоя (карелия), на территории листа проявлены только в пределах Сутам-Гонамской площади Иенгского района Алданского щита и представлены поярковской серией.

Поярковская серия нерасчлененная (PR²_{1pu}) выделена С. В. Нужновым в 1979 г. в районе хребта Поярковский, в Давангра-Хунгдинском грабене на листе О-52-XXXIII [152].

Породы поярковской серии представлены в южной части территории листа и слагают выходы в виде узких полос и отдельных изолированных участков.

Поярковская серия имеет тектонические контакты с подстилающими образованиями, иногда трансгрессивно с угловым несогласием залегает на архейском фундаменте, где в основании нижнепротерозойских отложений наблюдается дресва гранитов и мигматитов.

В Давангра-Хунгдинском грабене серия представлена толщей светло-серых разномерных кварцитовидных песчаников, среди которых в резко подчиненном количестве встречены маломощные прослои темно-серых алевросланцев.

Выше по разрезу следует ритмичное переслаивание кварцевых песчаников, гравелитов и алевросланцев.

Заканчивают разрез чередующиеся кварцевые конгломераты с хлоритовым цементом, гравелиты и кварцевые песчаники с регенерационно-кварцевым и хлорит-гидрослюдистым цементом. Выше залегает пачка однородных желтовато-розовых кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников с алевролитами [49].

В Мевочанском грабене на архейских образованиях залегают розовые мелкозернистые аркозовые песчаники с обломками красных алевролитов и слоями светлых кварцевых гравелитов с гравием песчаников и кремнистых пород в основании.

Выше залегают светлые грязно-лиловые средне-крупнозернистые преимущественно кварцевые песчаники, сменяющиеся далее коричнево-красными тонкоплитчатыми песчаниками с прослоями конгломератов. Галька конгломератов состоит из гранитов и мигматитов. Над конгломератами залегают светло-розовые аркозовые песчаники с мелкой кварцевой галькой. Выше располагаются мелкоравномернозернистые светлые аркозовые песчаники с гравием и грязно-серые мелкозернистые косослоистые полимиктовые песчаники, сменяющиеся коричнево-красными мелкозернистыми гравелитами с прослоями розовых аркозовых песчаников. Верхние горизонты представлены светлыми равномернозернистыми аркозовыми песчаниками [49].

Мощность серии составляет 1860–1900 м.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Верхний протерозой представлен раннерифейскими образованиями учурской серии и среднерифейскими керпильской, которые картируются в Учуро-Майской СФЗ Ангаро-Алданской области.

РИФЕЙ

Учурская серия. Учурская серия представлена отложениями трёх свит: гонамской, омахтинской и эннинской, которые сложены преимущественно терригенными и карбонатными породами.

Гонамская свита (RF_{1gn}) выделена Ю. К. Дзевановским в 1946 г. в среднем течении р. Учур, в устье руч. Суклан (лист О-52-XXIV) [152]. В центральной части зоны свита со стратиграфическим несогласием залегает на архейском кристаллическом фундаменте.

Гонамская свита имеет преимущественно терригенный состав с резко подчиненной ролью доломитов, но по латерали её состав может меняться.

Карбонатно-терригенный тип разреза характерен для центральной части площади распространения свиты, во всех других районах гонамская свита сложена преимущественно песчаниками. В западных районах свита представлена толщей песчаников, обычно пестроцветных, в верхней части – красноцветных, кварцевых и аркозовых с редкими слоями гравелитов, конгломератов, светло-серых песчаников. В верхах свиты имеется пачка красных алевролитов со слоями железистых аргиллитов и черных алевролитов. Среди песчаников встречаются слоистые и бобовые лимонит-гематитовые железняки.

В восточных районах появляются многочисленные пачки сероцветных песчаников, слои железистых песчаников и конгломератов (в том числе с редкими валунами). Гальки и валуны представлены раннедокембрийскими породами.

Мощность свиты варьирует от 200 до 600 м.

Радиологический возраст глауконита из песчаников гонамской свиты, отобранных в приустьевой части р. Оннё, полученный К-Аг методом составляет 1500–1540 Ма [49].

В биогермных доломитах описаны строматолиты из группы *Stratifera*, *Omachtenia*, *Colonella*, *Cussiella* и микрофитолиты: *Radiosus tenebricus* Z. Zhur., *R. Kotuicanicus* Milst., *Osaqia uchurica* Nar., *O. Pulla* Z. Zhur., *O. Aff. Libidinosa* Z. Zhur., *Vesicularites rotodus* Z. Zhur., на основании которых возраст отложений гонамской свиты устанавливается как раннерифейский.

Омахтинская свита (RF_{1om}) выделена Ю. К. Дзевановским в 1946 г. на правом борту долины р. Учур в 7 км ниже устья р. Ченая (лист О-52-XXIV) [152].

Граница между гонамской и омахтинской свитами согласная и проводится по массовому появлению доломитов в разрезе.

Отложения Омахтинской свиты представлены в основном доломитами и доломитовыми известняками, переслаивающимися с кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками с карбонатным цементом. Породы имеют

пеструю окраску; наравне со светло-серыми тонами встречаются сиреневые, вишнево-сиреневые и темно-вишневые цвета.

Доломиты и доломитовые известняки омахтинской свиты как массивные водорослевые, так и оолитовые, не отличаются от аналогичных пород гонамской свиты. Исключение составляют доломиты и доломитовые известняки, развитые в ее верхних горизонтах, где они характеризуются наличием существенной примеси алевритовых и песчаных зерен кварца и полевых шпатов.

Кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники представлены серыми, зеленовато-серыми, желтовато-розовато-сиреневыми плотными, часто тонкоплитчатыми породами, состоящими из разноокатанных зерен кварца и полевых шпатов, сцементированных базальным, местами поровым карбонатным цементом. В их составе отмечаются зерна глауконита.

Аргиллиты, встречающиеся в средней части разреза, представлены тонкоплитчатыми темно-серыми с пелитовой и алевролитовой структурой породами, содержащими в основной пелитовой массе значительные примеси пелитоморфного карбоната и алевритовые обломки кварца и полевых шпатов.

В бассейне рек Идюм и Алгама омахтинские отложения становятся сероцветными, песчаники сохраняются только в верхах разреза, а в иных частях замещаются алевролитами и аргиллитами. На юге появляются мергели, глауконитовые доломиты, породы по всему разрезу несут признаки мелководья.

Мощность свиты достигает 400 м.

Радиологический возраст глауконита из омахтинской свиты р. Бол. Аим, полученный К-Аг методом составляет 1400 Ма [49].

Эннинская свита (RF_{1en}) выделена Ю. К. Дзевановским в 1946 г. в правом склоне долины р. Учур в устье р. Бердякит (лист О-52-XXIV) [152].

Породы эннинской свиты, завершающей разрез учурской серии, согласно, нередко с признаками размыва, залегают на отложениях омахтинской свиты и перекрываются юдомской серией. Представлены терригенно-карбонатными отложениями. В основании разреза повсеместно залегают песчаники светло-серые кварцевые преимущественно средне-мелкозернистые, иногда переходящие в крупнозернистые и гравелистые с плохо окатанным гравием кремнистых пород и доломитов. Изредка среди песчаников встречаются прослойки зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов, а в низах свиты – песчаных доломитов.

В низах и верхах разреза (ниже устья р. Гонам) постоянно присутствуют слои доломитов, в том числе песчаных, оолитовых, строматолитовых, иногда известковистых, редко окремненных. Песчаники иногда сильно ожелезнены. Алевролиты и аргиллиты, иногда глауконитсодержащие, распределены в разрезе более или менее равномерно, преимущественно в средней и верхней частях, в виде маломощных слоев [49].

Мощность свиты 180 – 400 м.

Радиологический возраст глауконита из алевролитов эннинской свиты, отобранных в приустьевой части р. Гонам 1170–1185 Ма [49].

Керпыльская серия (RF_{2kr}) представлена на территории Майской впадины на северо-востоке Учуро-Майской СФЗ. На площади листа присутствует только нижняя подсерия (RF_{2kr1}), сложенная песчаниками, алевролитами, аргиллитами, редко конгломератами, гравелитами, известняками, кремни-

стыми и гематит-кремнистыми породами, туффитами. В пределах Учуро-Майской плиты в нее включены кондерская и омнинская свиты, которые не показываются на карте.

Отложения керпыльской серии трансгрессивно перекрывает разные горизонты эннинской свиты учурской серии.

В ее составе преобладают песчаники, слагающие нижнюю и верхнюю части разреза, в средней распространены в основном алевролиты и аргиллиты. Общая мощность свиты варьирует в пределах 100–160 м на западе

ее состав преимущественно аргиллито-алевролитовый, с подчиненным количеством песчаников, в основном в низах разреза. Мощность омнинской свиты возрастает в северо-восточном направлении: от 345 м в бассейне р. Омня до 450 м в бассейне среднего течения р. Мая. В этом же направлении возрастает от 450 до 650 м и мощность в целом нижней подсерии керпыльской серии.

ВЕНД-НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

Юдомская серия (V-C₁jd) выделена В. Н. Махаевым в 1939 г. в приустьевой части р. Юдома, притока р. Мая (лист O-53-VI) [163]. Отложения серии распространены в Амгинской СФЗ и Учуро-Майской СФЗ Ангаро-Алданской области и на Ыллымахской и Гынымской СФП Алданского щита.

Отложения юдомской серии со стратиграфическим несогласием залегают на породах докембрийского фундамента и отложениях рифея и согласно перекрываются осадочными породами пестроцветной свиты.

Юдомские отложения представлены мелководными образованиями, залегающими на пенепленизированной поверхности древнейших образований.

Нижняя граница серии повсеместно фиксируется базальным горизонтом серых доломитов с линзовидными прослоями песчанистых доломитов, реже кварцевыми песчаниками, гравелитами и галечными 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 залегает монотонная толща 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-зелёных слоистых доломитов и зеленоватосерых и серо-зелёных мергелей.

В нижней и средней частях разреза серии встречаются кремнистые стяжения и оолитовые кремнистые доломиты. Форма кремнистых включений овальная до 2–4 см в поперечнике. В верхней и средней частях разреза появляются конгломератовидные доломиты, свидетельствующие о местных размывах [157].

Мощность серии варьирует в различных районах от 150 до 300 м.

Радиологический возраст юдомской серии по глаукониту составляет 550–570 Ма [49].

Разрез серии беден органическими остатками – это, главным образом, микрофитоциты, реже микрофоссилии и строматолиты плохой сохранности. Возраст нижней части серии устанавливается как вендский на основании характерного комплекса микрофитоцитов: *Nubecularites antis* Z. Zhur., *N. catagraphus* Reitl., *N. punctatus* Reitl., *N. sp.*, *N. parvus* Z. Zhur., *Vesicularites simplaris* Yakschin, *V. lobatus* Reitl., *V. cellulatus* 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 верхней части серии (мощностью не менее 17 м) установлен как раннекембрийский на основании находок скелетной микрофауны *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Chancelloria fragilis* Vass., *Chancelloria acervata* Vass., *Halkieria sp.* *Archiasterella pentactina* Sdzuy в обнажении правого берега р. Алдан выше устья руч. Далкит [47].

ФАНЕРОЗОЙ

Стратифицируемые подразделения фанерозоя на площади листа представлены палеозойскими отложениями: ранне- и среднекембрийского возраста, мезозойскими отложениями: юры и раннего мела и кайнозойскими палеоген-неогеновыми и четвертичными образованиями.

ПАЛЕОЗОЙ

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Значительную часть площади рассматриваемого региона составляют отложения кембрия. Преобладают морские эпиконтинентальные карбонатные толщи. Наиболее полно здесь представлены фашиально-различные в разных районах отложения нижнего кембрия; более молодые толщи, датируемые средним кембрием, сохранились лишь на крайнем северо-востоке.

Пестроцветная свита (*C_{1ps}*) выделена И. П. Атласовым в 1935 г. в среднем течении р. Лены на участке между устьями р. Туолба и р. Синяя [152]. Отложения свиты приурочены к Амгинской СФЗ и Учуро-Майской СФЗ Ангаро-Алданской области, а также к Ыллымахской и Гынымской СФП Алданского щита.

Отложения пестроцветной свиты без видимого несогласия, а иногда с постепенным переходом перекрывают отложения юдомской серии. Характерной особенностью свиты является частое переслаивание кирпично-красных, вишнево-красных, коричневатых, редко желто-зеленых мергелей с множеством маломощных (2–10 см до 1–2 м) прослоев разнообразной окраски глинистых и сильно глинистых доломитов, составляющих до 35–40% состава свиты. Со-

став отложений пестроцветной свиты довольно однообразен и выдержан как по простиранию, так и по мощности.

Нижняя часть свиты – доломиты, часто глинистые с переменным количеством мергелей и линзами водорослевых доломитов. По всему разрезу отмечена фауна: *Archacolyntus polaris* Vologd, *Batchathocyaihus* sp., *Cambrocyathellus tschuronicus* Vologd, *Prolopharetra* sp., *Batchathocyaihus tunicatus* Zhur., *Diclyocya thus transtucidus* ZUT., *Nochoroicyathus* sp., *Rodustocyathus* sp., *Ajacyathus* sp., *Cryploparycyathus junicanensis* Zhur. и водоросли *Renalcis* sp., *Epiphytion* sp. Верхняя часть – переслаивание глинистых доломитов и мергелей. В разрезе свиты около г. Томмот собрана фауна *Monocyathus polaris* (Vol.), *Cambrocyathellus tschuranicus* Zhur., *Protophoretia* sp., *Bachatocyathus tunicatus* Zhur., *Dictyocyathus translucidus* Zhur., *Robustocyathus* sp., *Aldanocyathus* sp., *Стуртарог осу аthus junicanensis* Zhur. [51].

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

Мощность свиты 80–120 м.

Тумулдурская свита (C_{1tm}) выделена Ю. К. Дзевановским и др., в 1950 г. в бассейне руч. Тумулдур левого притока р. Алдан (лист О–51-IX) [152]. Прослеживается в Амгинской СФЗ Ангаро-Алданской области и Гынымской СФП Алданского щита.

Свита объединяет толщу ритмично чередующихся пластов массивных органогенных доломитов и менее мощных пластов и пачек глинистых доломитов, содержащих прослой мергелей и отличающихся средней и тонкой плитчатостью. В сущности, весь разрез свиты является биоритмитом. От выше- и нижележащих частей разреза тумулдурская свита отличается окраской и текстурами. Преобладают породы коричневато-светло-серой, серой, палевой, реже светло-серой окраски и относительно массивного сложения. Граница с подстилающей пестроцветной свитой постепенная, проводится в основании пачки серых доломитов, залегающих на красновато-коричневатых глинистых известняках, не встречающихся выше [49].

Атдабанский возраст свиты принят на основании находок ископаемых остатков: трилобиты *Elganellus acceptus* Suv., *Elganellus probus* Suv., *Elganellus pensus* Suv., *Malykania* sp., *Malykania gribovae* Suv., ханцеллорииды *Zhurinia* cf. *plana* Miss., скелетные проблематики *Mobergella* cf. *radiolata* Miss, хиолительминты *Torelrella* cf. *diconvexa* Miss., *Torelrella* sp. и *Torelrella lentiformis* (S у s.), а также стратиграфического положения между пестроцветной и унгелинской свитами [48].

Мощность отложения свиты находится в интервале 90–280 м.

Унгелинская свита (C_{1un}) выделена Ю. К. Дзевановским и др., в 1950 г. в бассейне р. Унгели, левый приток р. Алдана (лист О–52-XI) [152]. Выходы пород свиты расположены в Амгинской СФЗ Ангаро-Алданской области.

Отличается от нижележащей тумулдурской зеленовато-светло-серой окраской и преимущественно карбонатно-глинистым составом пород нижней части разреза. Свита сложена ритмично чередующимися доломитово-мергельными и известняково-доломитовыми пластами и пачками, большей частью близкими по мощности, с отчётливо проявленными слоистыми текстурами. В средней части свиты эти породы окрашены в красно-бурые, виш-

нёвые и кирпично-красные цвета. Взаимоотношения с подстилающей тумулдурской свитой и перекрывающей олёмминской согласные. Нижняя граница проводится по подошве пачки мергелей, содержащей короткие линзовидные прослои светло-серых доломитов и отличающейся светло-зелёной, зеленовато-светло-серой окраской. В элювии линзы доломитов обособляются в виде плитчатых обломков с характерными сферическими поверхностями [49].

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

Мощность свиты достигает 160 м.

Олёмминская свита (C_{1ol}) выделена А. А. Арсеньевым, Е. А. Нечаевой в 1942 г., стратотипическая местность находится за пределами территории листа – в районе устья р. Олёкма [163]. Отложения свиты приурочены к Амгинской СФЗ Ангаро-Алданской области.

Объединяет толщу разнообразных доломитов, отличающуюся преимущественно коричневато-серой окраской, массивными текстурами и присутствием обломочных пород в нижней половине разреза. Выходы свиты слагают водораздельные пространства, согласно залегая на относительно тонкослоистых породах унгелинской свиты и согласно перекрываясь светло-серыми глинистыми слоистыми доломитами барылайской. Нижняя граница свиты нередко располагается в основании отчётливого структурно-денудационного уступа с останцами коренных пород. Эти формы рельефа образованы препарировкой пачки массивных терригенно-карбонатных пород, большую часть которой слагают доломитовые песчаники. Менее выразительные структурно-денудационные уступы наблюдаются по всей площади выходов свиты. Разрез свиты характеризуется двучленным строением. Нижняя часть разреза сложена чередующимися доломитовыми песчаниками и массивными доломитами, в верхней части преобладают массивные бледнопятнистые доломиты, не содержащие обломочных разностей [49].

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 надёжно определяют её возрастную принадлежность к ботомскому ярусу [48].

Мощность свиты составляет 80–110 м.

Барылайская свита (C_{1br}) выделена Флеровой в 1941 г. в бассейне руч. Барылай, левый приток р. Амги [152]. Отложения серии расположены в Амгинской СФЗ Ангаро-Алданской области в долинах рек Лаппа, Хахан, Эдис, Биелиме, Онгнекон, Арга-Булуну и Илин-Булуну.

Барылайская свита согласно залегают на отложениях олёмминской свиты и перекрывается нижнеюрскими породами укугутской свиты и отложениями палеогена и неогена. Свита представлена в основном доломитами. Доломиты

в нижней части белые пористые, и бурые пятнистые слабополосчатые с прослоями известняков; в средней части – светло-серые глинистые и органогенные известковистые, внизу с пропластками пестроокрашенных аргиллитов; в верхней части светло-серые, серые и темно-серые доломиты и доломитистые известняки, вверху битуминозные, в средней части кремнистые с линзами и жеодами кремней.

Барылайская свита на площади, отражает период некоторого общего погружения района и развития морских мелководных фаций с относительно малой ролью органогенного осадкообразования.

Мощность свиты достигает 270 м.

Палеонтологическими остатками породы бедны. Из средней части разреза свиты известны находки трилобитов *Parapoliella obrutchevi* Lerm., *Pseudoteraspis aldanensis* N. Tchern., характерные для кетеменского горизонта тойонского яруса нижнего кембрия [61].

Иниканская свита (ϵ_{1-2in}) выделена В. А. Ярмолюком в 1954 г. в бассейне р. Иникан, приток р. Май (лист О-52) [152]. Распространена только в Учуро-Майской СФЗ Ангаро-Алданской области.

Иниканская свита согласно залегает на отложениях пестроцветной свиты и перекрывается отложениями чайской свиты. Иниканская свита состоит из двух подсвит (не вынесены на карту): нижеинианской и вышеинианской. Нижеинианская подсвита в основании сложена мергелями и глинистыми известняками темно-серыми, желтовато-серыми и зеленовато-серыми. Выше залегает пачка черных и темно-серых битуминозных известняков с прослоями слабоглинистых известняков буро-серого цвета. Нижеинианская подсвита содержит в подошве маломощную пачку желтовато-серых известняков, сменяющихся выше серыми и темно-серыми битуминозными известняками с прослоями черных мергелей и черных известковистых сланцев. Завершает подсвиту пласт буровато-серых, желтовато-серых и желтых доломитистых известняков с прослоями черных сланцев.

Вышеинианская подсвита состоит из двух пачек. Нижняя сложена светло-серыми и желтовато-серыми доломитистыми известняками и доломитами с редкими прослоями темно-серых битуминозных известняков. Верхняя пачка состоит из светло-серых и буровато-серых зернистых известняков, плитчатых глинистых известняков и доломитистых известняков.

Мощность свиты 140 м.

В доломитах и известняках в разных частях разреза здесь наблюдаются многочисленные отпечатки трилобитов *Lermontovia grandis* Lerm., *Bergeroniellus gurarii* Lerm., *B. spinosus* Lerm., *B. asiaticus* Lerm., *B. expansus* Lerm., *Bergeroniaspis ornata* Lerm., *Bathyriscellus convexus* Suv., *Kootenia jakutensis* Lerm., *Aldonaia ornata* Lerm., а также археоциат *Tegerocyathus edelsteini* (Vologd.), *T. abakanensis* (Vologd.), *Retecyathus kuzmini* Vologd., *Claruscyathus solidus* Vologd., *Archaeosycos okulitchi* Z. Zhur. и др. Кроме того, в черных битуминозных известняках верхней (5 м) части разреза встречаются остатки трилобитов (агностид) *Oryctocara majensis* Suv., *Oryctocephalops reynoldsiformis* Lerm. и др.

Богатый комплекс остатков трилобитов и археоциат, собранных в отложениях иниканской свиты, характерен, по заключению Н. П. Суворовой [58,59],

для ленского надяруса нижнего кембрия, а агностид в верхней части разреза – для амгинского яруса среднего кембрия [60].

Чайская свита ($E_2\check{c}s$) выделена О. В. Флёровой в 1941 г. в бассейне р. Малая. Отложения данной свиты распространены в Учуро-Майской СФЗ Ангаро-Алданской области.

Чайская свита согласно перекрывает карбонатные отложения иниканской свиты и имеет в основании слой характерных алевритистых известняков. Стоит преимущественно из глинистых известняков пестрых цветов. Глинистые известняки полосчатые, пелитоморфные, слоистые, иногда комковатые буровато-серые, серо-зеленые, бурые, в редких случаях с тонкими примазками мергелей и глин. На восточной окраине площади их распространения в разрезе появляются слои фарфоровидных серых и даже темно-серых известняков, мергелей, пропластки аргиллитов.

Мощность свиты 370 м.

В известняках свиты впервые выявлены параконодонты *Prooneotodus* sp., Gen. et sp. nov., *Sagittodontus* sp.(?) и брахиоподы *Acrothele olenekensis* Pelm., по заключению Л. П. Эйхвальд, указывающие на амгинский возраст вмещающих их отложений [91].

МЕЗОЗОЙ

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские континентальные отложения на северо-востоке листа сплошным чехлом покрывающие обширные пространства бас. Алдана, на юге распространены прерывисто. Они выполняют Токинскую впадину и ряд менее крупных активизационных структур в бас. рр. Гонам и Гыным: Верхнегынымский, Ытымджинский, Гонамо-Нуямский, Гувилгрский, Токарикский прогибы.

Наиболее полный стратиграфический объем мезозойских угленосных молассоидов представлен в Токинской впадине, где выделяются те же стратоны, что и в Чульманской впадине. Основой корреляции стратонов являются ископаемые растительные остатки, многолетнее изучение которых позволило к 1980-м годам выделить в юрско-меловых отложениях Южной Якутии региональные стратиграфические фитогоризонты. Характеристика литологического состава, условия накопления осадков, маркирующие каждую из свит признаки в отложениях обеих впадин идентичны. Отличия заключаются, главным образом, в значительно меньшей мощности соответствующих свит в Токинской впадине по сравнению с Чульманской и в заметно большем количестве обломков пород, в первую очередь эффузивов, почти по всему разрезу [163].

Укугутская свита (J_{1uk}) выделена А. А. Арсеньевым и В. А. Ивановой в 1954 г. на р. Укугут, среднее течение р. Вилой [152]. Отложения распространены в Вилойской СФЗ Ангаро-Алданской области.

Является единственным стратиграфическим подразделением мезозойских отложений Вилуйской синеклизы на территории листа и сложена песчаниками.

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

Мощность свиты 150–360 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 [46].

Юхтинская свита (*Jjuh*) выделена Н. В. Фроловой в 1944 г. в р. Юхта, бассейн р. Алдан, лист О–51-XXIX [152]. Распространена в Южно-Алданской СФЗ Алданского щита и Учуро-Майской СФЗ Ангаро-Алданской области.

Отложения свиты несогласно залегают на венд-нижнекембрийских карбонатных отложениях или на архейских кристаллических образованиях в южной части площади листа и согласно перекрывается 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. На этой пачке залегает алеврито-песчаниковая пачка мощностью до 90 м. В основном она сложена средне-мелкозернистыми крапчатыми песчаниками. Среди них встречаются прослой 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 алевритовым или среднезернистым песчаным материалом. В разрезе песчаниковой толщи широко развиты тонкозернистые породы, в которых содержатся тонкие прослой углистых алевролитов, аргиллитов, иногда углей.

Заканчивает разрез пачка мощностью до 20 м, по кровле которой проводится граница с дурайской свитой. Эта пачка прослеживается повсеместно и представлена алевролитопесчаниками, песчаниками алевритовыми и алевролитами характерного буро-серого цвета, однородными, реже неясно слоистыми, с тонкоплитчатой отдельностью.

По условиям накопления отложения юхтинской свиты относятся к пролювиальным (преимущественно нижние горизонты), аллювиальным (преобладают) и дельтовым образованиям при незначительном развитии озёрных 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.

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

Мощность свиты 160–250 м.

Отложения юхтинской свиты очень бедны отпечатками растений хорошей сохранности. В юхтинской свите найдены характерные для T_3-J_1 *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 [48].

Дурайская свита (J_2dr) выделена Н. В. Фроловой в 1961 г. в бассейне р. Дурай, прав. притока р. Унгра (лист О–51–XXIX) [152]. Прослеживается в Южно-Алданской СФЗ Алданского щита и Учуро-Майской СФЗ Ангаро-Алданской области.

Породы дурайской свиты согласно (со слабым размывом) залегают на юхтинской свите и отличаются от нее мелко- и тонкозернистым составом и характерным темно-серым обликом преобладающих разностей пород, обусловленным высокой примесью углистого вещества [163].

Дурайская свита отличается значительным содержанием алевролитов, алевритовых песчаников, обилием сидеритовых конкреций, сравнительно быстрой сменой литологических разностей в разрезе, а также высокой угленосностью.

Низы дурайской свиты сложены серыми и светло-серыми средне- и крупнозернистыми песчаниками с горизонтальной и пологой косой слоистостью. К подошве слоев песчаников часто приурочены неокатанные и слабоокатанные включения алевролитов, нередко в них и крупные обугленные растительные остатки. Выше по разрезу преобладают обогащенные органическими остатками серые и темно-серые мелкозернистые песчаники с косоволнистой и косой разнонаправленной слоистостью. Средние и верхние горизонты представлены чередованием алевролитов, алевритовых и мелкозернистых песчаников. Тонкозернистые алевритовые песчаники темно-серые и буровато-серые, чаще всего с косоволнистой и перистой слоистостью, полимиктовые. Среди алевролитов выделяются два основных типа: 1) крупно- и мелкозернистые алевролиты с тонкой горизонтальной и пологой горизонтально-волнистой слоистостью, нередко с растительными остатками неплохой сохранности; 2) неслоистые или с очень пологой косоволнистой слоистостью, плохой сортировкой обломочного материала, в них часто встречаются корневые остатки и конкреции сидерита.

Для дурайской свиты характерны озерно-болотные и лагунные фации, а для ее нижней части – осадки подводно-дельтовых и прибрежно-бассейновых фаций [49].

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 [48].

Мощность свиты 140–250 м.

Томмотский вулканический комплекс (J_{2-3tm}). В комплекс объединены томмотская свита (J_{2-3tm}) и комагматичные субвулканические и гипабиссальные образования (τJ_{2-3t}), наблюдающиеся в Ыллымахском вулcano-плутоне Центрально-Алданской площади Чаро-Алданской СФЗ.

После обоснования С. М. Кравченко (1959 г.) вулканогенной природы части пород Томмотского массива аналогичные вулканы 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.

Залегание пород в Ыллымахской кальдере центриклинальное с углами падения 10–15°, на отдельных участках – субгоризонтальное. Вблизи границ кальдеры, а также контактов экструзивных и жерловых фаций угол падения увеличивается до 40–60°. Первичное залегание вулканогенных образований нарушается также вблизи контактов более поздних субвулканических и гипабиссальных интрузий.

Породы свиты представлены псевдолейцитит-фонолитовой и щелочнотрахитовой ассоциациями, при этом наблюдается налегание щелочнотрахитовых вулкаников на псевдолейцитит-фонолитовые. Пирокласты и кластолавы щелочнотрахитовой части вулканогенной толщи при этом содержат в изобилии обломки псевдолейцититов и эпилейцитовых фонолитов. В соответствии с этим томмотская свита расчленяется на две подсвиты – нижнюю псевдолейцитит-фонолитовую и верхнюю – щелочнотрахитовую.

Нижняя подсвита сложена переслаивающимися лавами, туфолавами, туфами и игнимбритами эпи- и псевдолейцитовых фонолитов, псевдолейцититов. В нижней части разреза встречаются туфы и лавы мелалейцититов и псевдолейцититовых пикритов. Наблюдаемая мощность нижней подсвиты оценивается весьма приблизительно в 600 метров.

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

Верхняя подсвита сложена главным образом туфами, туфолавами и игнимбритами, в меньшей степени лавами щелочных трахитов и мелатрахитов, в том числе и анальцимовых. Менее распространены ортоклазовые и эпилейцитовые базальтоиды. Мощность видимой части подсвиты может быть ориентировочно оценена в 300–350 м. Пирокластические образования представлены туфами, туфобрекчиями, туфолавами, игнимбритами, лавобрекчиями щелочных трахитов.

Томмотская толща 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.

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 (О-51), полученный К-Аг методом, составляет $160 \pm 1,5$ Ма.

Субвулканические образования (tvJ_{2-3t}) образуют дайки фонолитов, щелочных трахитов, калиевых щелочных пикритов внутри и по периферии кальдеры. Рассматриваемые образования вне кальдеры прорывают нижнекембрийские отложения. К-Аг возраст гипабиссальных аналогов вулканитов Центрально-Алданской площади $187,7-154$ Ма, при среднем (из 8) значении $165,7$ Ма. 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 [163].

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 [163]. Имеет развитие в пределах Южно-Алданской СФЗ Алданского щита.

Образования кабактинской свиты согласно залегают на дурайской, ее нижняя граница проводится по кровле верхней угленосной пачки последней. Свита сложена песчаниками, преимущественно светлосерыми, с хорошей сортировкой обломочного материала, часто с горизонтальной слоистостью; для нее типичны также «пятнистые» песчаники.

Для низов свиты характерны среднезернистые песчаники с пологой косою однонаправленной слоистостью, которая выше сменяется горизонтальной. В подошве отдельных пачек этих песчаников часты крупные обугленные остатки древесины и стволов, а также неокатанные включения алевролитов. Выше присутствуют главным образом мелкозернистые, хорошо сортированные песчаники с горизонтальной и пологой горизонтально-волнистой слоистостью, реже – с пологой косою разнонаправленной слоистостью. Мощность пачек алевролитов, заключенных среди песчаников, обычно 2–3 м, иногда до 10–15 м, а в верхней части свиты превышает 25 м. Эти пачки включают пласты и пропластки угля.

Песчаники обычно светло-серые, иногда с буроватым оттенком, главным образом полимиктовые, часто с карбонатным цементом. В 50 м от подошвы появляются песчаники с характерной пятнистой окраской, которые наиболее распространены в средней части разреза.

В свите преобладают пресноводные отложения фаций открытой части бассейна, зоны прибрежных волнений и подводных выносов. Осадки лагун, озер и болот маломощны и приурочены к верхним горизонтам крупных ритмов.

Мощность свиты 400–490 м.

Беркакитская свита (J_3br) выделена Ш. А. Сюдюковым, В. И. Фроловым, В. М. Желинским в 1966 г. в нижнем течение рч. Беркакит возле г. Нерюнгри; на Беркакитском и Кабактинском месторождениях каменного угля, листы О–51-XXIX, XXXV [163]. Распространена в Южно-Алданской СФЗ Алданского шита.

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. Её усреднённый состав характеризуется преобладанием песчаников мелкозернистых (более 50%) и относительно большим содержанием алевролитов и аргиллитов (до 25%), в связи, с чем она может рассматриваться как алевролитово-песчаниковая угленосная формация. Угленосность и содержание тонкозернистых пород увеличиваются вверх по разрезу.

В разрезе свиты выделяются две толщи: нижняя – песчаная и верхняя – песчано-алевритовая [48].

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 иногда 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 счёт большого количества углепроявлений.

Песчаники слагают до 80% разреза свиты. Преобладают мелкозернистые разновидности, зеленовато-серые, серые и тёмно-серые. Обломочный материал средне или плохо сортированный, зёрна полуокатанные до плохо окатанных. 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, плёночный, по составу – гидрослюдистый, хлорит-гидрослюдистый, кремнисто-гидрослюдистый, по структуре – тонкоагрегатный. Нередко встречаются песчаники с поровым ломонитовым цементом.

Алевролиты тёмно-серые до чёрных, 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 тонко рассеянным 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 чёрные или чёрно-серые, полублестящие, хрупкие (в нижней части свиты) или полуматовые и матовые вязкие, однородные. Содержание микрокомпонентов группы витринита 87–100%, фюзенита – 0–5%.

Характерной особенностью беркакитской свиты является разнообразный и быстро изменяющийся по площади фациальный состав пород. Развита фашии открытой части бассейна, подвижного и малоподвижного мелководья (заливно-лагунные), выносов рек в бассейн (дельтовые) и тесно связанные с ними фашии 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 [48].

Флора беркакитской свиты, изученная по 170 местонахождениям в Чульманской впадине, близка к верхнекабактинской и объединяется с нею в один флоростратиграфический комплекс. В него входят *Equisetites tschetschumensis* Vassilevsk., *E. tenuis* Prosv., *Coniopteris* ex gr. *tyrmica* Pryn., *C. vsevolodii* E. Lebed., *Lobifolia lobifolia* (Phil 1.) Rassk. et E. Lebed., *Cladophlebis argutula* (Heer) Font., *C. pseudoargutula* Mark., *Raphaelia stricta* Vachr., *Jacutiella amurensis* (Novopokr.) Sara у 1., *Ctenis anyuensis* Philipp., *Macrotaeniopteris vlassovii* Mark., *Baiera con-cinna* (Heer) K a was, *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. [51].

Мощность отложений свиты составляет 450–490 м.

Нерюнгриканская свита (J_{3nr}) выделена Т. А. Ишиной в 1956 г. в бассейне нижних течений рек Нижняя и Верхняя Нерюнгри, при составлении разрезов по скважинам на Нерюнгринском месторождении каменного угля, лист О–51–XXIX [163]. Отложения серии распространены в Южно-Алданской СФЗ Алданского щита.

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). Мощность песчаниковых пачек 10–20 м, они разделяются слоями алевролитов мощностью не более 3–4 м. Этим отложениям свойственен очень невыдержанный гранулометрический состав. 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.

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

Песчаники различного гранулометрического состава серые, серо-зелёные и желтовато-зеленые, с преимущественно плохой до средней сортированностью и окатанностью зёрен составляют большую часть 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 плёночный, по составу он гидрослюдистый, хлорит-гидрослюдистый, хлоритовый тонкочешуйчатый; встречается базальный кальцитовый цемент.

Алевролиты разномзернистые совместно с аргиллитами слагают маломощные пачки, прослои, линзы в толще песчаников. Цвет их зеленовато-серый, тёмно-серый до чёрного. Сортированность и окатанность обломочного материала обычно плохие, состав – аналогичен песчаникам, но с повышенным содержанием кварца (до 60%) и биотита (5–15%). В алевролитах цемент базального типа, гидрослюдисто-хлоритовый тонкочешуйчатый [48].

Флора изучена, 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 позднеюрских видов *Raphaelia diamensis* Sew. (по всему разрезу), *Cladophlebis aldanensis* V а с н г. (в кровле пласта Мощный) и единичных раннемеловых растений *Lobifolia novopokrovskii* (Pryn.) Rassk. et E. Lebed., *Pierophyllum* cf. *burejense* и др. (в кровле пласта Мощный) [51].

Мощность свиты 100–110 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижнемеловые отложения распространены локально и представлены разнородными континентальными толщами. Это терригенные образования ундытканской свиты и вулканиты нагорнинской и сэнангринской свит.

Ундытканская свита (K_{1un}) выделена И. С. Бредихиным в 1966 г. в Токинской впадине, истоки рч. Ундыткан (пр. приток р. Алгама) (лист О–52–XXXV) [152]. Распространена в Южно-Алданской СФЗ Алданского щита.

Отложения свиты залегают с размывом на нерюнгриканской свите верхней юры. Для ундытканской свиты характерны широкое развитие конгломератов, присутствие прослоев туфогенных пород, а также изменчивость слоев по простираанию. Низы свиты сложены крупногалечными и мелкогалечными конгломератами с пластами и линзовидными прослоями крупно- и среднезернистых песчаников. Подошва конгломератов неровная, с карманами глубиной до 0,5 м. Выше по разрезу они сменяются разномзернистыми песчаниками, в которых присутствуют пачки песчано-алевритовых пород (до 30 м). В верхах свиты встречаются также прослои конгломератов, но их мощность не превышает 5 м. В нижней половине свиты отмечаются прослои андезитов и

их туфов (5–10 м). Песчаники содержат значительное количество обломков туфов. В свите установлены линзовидные залежи и пласты угля иногда значительной мощности (5–10 м).

Галька конгломератов обычно хорошо окатана и состоит из архейских и мезозойских гранитов, гранодиоритов, гранит-порфиров, сиенит-порфиров, пегматитов, кварцевых порфиров, а также литокластических туфов и реже – окварцованных доломитов и роговиков. Выполняющим веществом служат разнозернистые плохосортированные песчаники.

Песчаникам также свойственна плохая сортировка и плохая окатанность зерен: в них наблюдается косая, нередко однонаправленная слоистость, а в мелкозернистых разностях и горизонтальная. По фациальному составу в свите выделяются аллювиальные, озерные, болотные осадки, а также отложения подводных выносов.

Мощность свиты достигает 320 м.

Растительные остатки найдены в нижней и средней частях свиты. Наиболее многочисленны *Equisetum undense* S t e b g o d. и *Coniopteris saportana* (H e e g) Vachr. Ранее из средней части свиты В. А. Вахрамеевым были определены *Coniopteris nympharum* (Heer) Vachr. и *Birisia (Conopteris) onychiodes* (V a s s. et K.-M.) S a m y l. Наличие нижнемеловых *Equisetum undense*, *Coniopteris saportana*, *C. nympharum*, *Birisia onychioides* указывает на раннемеловой возраст свиты.

Нагорнинская свита (*K₁ng*) выделена В. М. Желинским в 1980 г. в бассейне р. Тимптон, в 17 км ниже посёлка Нагорный (лист N-51-V) [153]. Отложения свиты представлены в Южно-Алданской СФЗ Алданского щита.

Нижняя часть свиты (до 350 м) сложена валунными конгломератами с прослоями гравелитов и песчаников, верхняя (до 200 м) – представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами с маломощными прослоями и линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Наблюдается увеличение количества тонкообломочных пород вверх по разрезу. Общая мощность свиты – 400 м. Образования свиты прорваны субвулканическими породами сэгангринского комплекса раннего мела. Комплекс флоры, собранный из отложений свиты, по заключению В. А. Вахрамеева имеет раннемеловой возраст. Сопоставление рассматриваемых осадков с ундытканской свитой неправомерно. В них определены формы, указывающие на более молодой возраст ее отложений по сравнению с ундытканской свитой. В настоящее время принят баррем-аптский возраст свиты [50].

Сэгангринская свита (*K₁sg*) выделена Д. В. Утробиним в 1989 г. на левобережье нижнего течения р. Сэгангра, правого притока р. Сутам в верхнем течении в Верхнесутамской вулканоструктуре (лист N-52-I) [163]. Распространена в Южно-Алданской СФЗ Алданского щита.

Отложения свиты выполняют все мелкие грабены к северу от Станового хребта, вплоть до системы южно-якутских впадин, заполненных юрскими отложениями, и с угловым несогласием перекрывают последние в самой южной из впадин – Токариканской в юго-западном углу листа. До настоящего времени на территории комплекс слабо изучен.

В Токариканском 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.

Вулканиты свиты относятся к калиево-натриевой серии [11].

Мощность свиты до 450 м.

Возраст свиты определяется по согласному залеганию на нагорнинских отложениях, относимых к готериву-апту. К-Аг датировками пород Верхнесутамской вулканоструктуры 124 ± 5 Ма по биотиту витродацитов, 126 ± 9 по биотиту и 126 ± 17 по плагиоклазу андезидацитов. И прорыванием ее кислыми вулканитами с К-Аг датировками в интервале $108 \pm 5 - 118 \pm 4$ Ма [163].

КАЙНОЗОЙ

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеновые образования имеют ограниченное распространение. Они представлены эоцен-олигоценовой корой выветривания, развитой на водораздельных поверхностях и обнажающейся в цоколях эрозионных террас. На площади листа представлены якокутской толщей.

Якокутская толща (P_{2-3}^{jak}) выделена С. П. Механошиным в 1972 г. в Якокут-Селигдарском междуречье [152]. Распространена в Алдано-Тимптонской СФЗ Лено-Алданской области.

Якокутская толща представлена корой выветривания существенно каолинитового состава и продуктами ее ближайшего переотложения, которые фиксируют палеогеновую поверхность комплексной денудации. Рассматриваемая кора, по-видимому, некогда была широко развита по всем выходящим на дневной срез породам. В настоящее время она сохранилась лишь в погребённом виде в цоколях террас и на плоских водоразделах в основном, в карстовых полостях карбонатных пород. Низы разреза толщи обычно представлены выветрелой дресвой с песком, постепенно переходящей в слабоизмененные породы субстрата корообразования. Выше залегают глины песчанистые и суглинки, обычно светлой окраски (белесые, желтоватые) и преимущественно каолинитового состава. Пласт перекрывается склоновыми суглинисто-глыбовыми образованиями и галечным аллювием. [119].

Мощность толщи достигает 2,5 м.

НЕОГЕНОВАЯ-ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

Укуланская толща (P_2-N_{1uk}) выделена Е. Б. Хотинной и К. А. Воробьевым в 1995 г. на левом склоне долины р. Укулан вблизи впадения ее в р. Алдан [152]. Распространена в пределах Алдано-Тимптонской СФЗ Лено-Алданской области.

Толща сложена аллювиальными песчаными, галечными и гравийно-галечными отложениями. Отложения имеют розовые и пестрые тона окраски из-за преобладания калиевого полевого шпата и полимиктового состава галек и валунов, хорошо промытые, с преобладанием разнозернистого песка и очень незначительной примесью пелитовой фракции. Валуны и галька часто

покрыты черной пленкой гидроокислов железа и марганца, создающих «лакированную» поверхность. Включает спорово-пыльцевой комплекс сфагновых болот и лесов смешанного состава с участием субтропических пород [119].

Мощность укуланской толщи достигает 10 м.

Нерасчлененные отложения (P-N) Распространены в Алдано-Тимптонской СФЗ Лено-Алданской области.

Нерасчлененные палеоген-неогеновые отложения – это аллювиальные, делювиально-аллювиальные отложения, в разной степени затронутые выветриванием.

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, илесто-глинистые образования с прослоями песчано-галечных отложений. Мощность достигает 40 м.

Нерасчлененные неогеновые отложения перекрываются четвертичным аллювием мощностью до 10 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Неогеновые образования площади представлены озерно-болотными и гипергенными элювиальными образованиями, отнесенными соответственно к мандыгайской свите и сиваглинской толще.

Мандыгайская свита (N_{1-2mn}) выделена Е. Б. Хотиной, и О. Н. Жежель, в 1984 г., её стратотип находится за пределами площади Алданской серии листов в долине р. Амги близ пос. Мандыгай.

Отложения мандыгайской свиты распространены в Алдано-Тимптонской СФЗ Лено-Алданской области, они обнажаются в нижних частях террас среднего и высокого уровней в прирусловой части р. Алдан. Отложения свиты сложены озерно-болотными (лимний и палюстрий), реже озерными отложениями: суглинками, песками илистыми с прослоями глин, реже песками. Разрез свиты, изученный на правом берегу р. Алдан, в приустьевой части рч. Бильлях, представлен озерными отложениями, довольно монотонной толщиной серых, буровато-серых тонко-мелкозернистых песков, часто тонкомикрослоистых (волнисто-слоистых). В отложениях свиты выявлены месторождения кирпичных глин. Миоцен-плиоценовый возраст свиты доказывает ее стратиграфическим положением, вещественным составом, результатами анализа спорово-пыльцевых спектров [119,166].

Мощность свиты до 10 м.

Сиваглинская толща (N_{2sv}) выделена С. П. Механошиным и др. в 1954 г. на Сиваглинском железорудном месторождении [152]. Отложения сиваглин-

ской толщи распространены в Алдано-Тимптонской СФЗ Лено-Алданской области.

Сиваглинская толща представлена слабо переотложенными продуктами красноцветной коры выветривания, отнесёнными к сиваглинской толще, на площади пользуются ограниченным развитием: на низком левом водоразделе среднего течения р. Курумкан и в долине р. Алдан. Толща сложена красными существенно монтмориллонитовыми глинами, суглинками с щебнем коренных пород и достигает на площади. Плиоценовый возраст этих образований принят по аналогии с красноцветными отложениями, занимающими сходное стратиграфическое положение в долинах рр. Алдан и Амга, где они залегают на отложениях миоцена-плиоцена и перекрываются неоплейстоценовыми осадками [119,120, 166,167].

Мощность толщи до 10 м.

НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ

Окононский вулканический комплекс ($\tau\beta N_2-Qok$) впервые описан А. И. Куксом в 1945 г. Отложения комплекса занимают площадь около 1 км² и слагают гору Мевачан в междуречье рр. Гертанда–Дес [163]. Вулканогенные породы залегают со структурным несогласием на юрских отложениях и являются фрагментами вулканического покрова. Разрез на восточном склоне горы Мевачан (снизу):

1. Черные оливиновые трахибазальты в переслаивании с песчаниками примерно в равных количествах
2. Черные пористые туфоконгломераты, сложенные угловатыми обломками (до 10 см) песчаников, сцементированными трахибазальтами со следами течения; длинные оси обломков и пор ориентированы параллельно 15 м.
3. Слабопористые темно-серые до черных оливиновые трахибазальты с прослоями песчаников 45 м.
4. Афировые массивные черные трахибазальты..... 45 м.
5. Афировые черные трахибазальты с редкими порами и включениями овальной формы размером 5–7 см, выполненными диопсидом 100 м

Всего: 240 м.

На северо-западном склоне горы Мевачан наблюдались миндалекаменные разности трахибазальтов, а на юго-восточном – лавобрекчии, в которых обломки трахибазальтов цементируются также трахибазальтами.

По поводу возраста базальтоидов окононского комплекса существует несколько точек зрения. Большинство авторов считают его плиоцен-раннеплейстоценовым. Однако спорово-пыльцевой комплекс из внутриформационных рыхлых отложений датируется средним–поздним неоплейстоценом. По результатам радиологических определений возраст вулканической деятельности составляет: К-Аг метод по валу (пять определений) – от 1,1±0,58 до 3,8±0,7 Ма; Аг-Аг метод (семь определений) – от 0,40±0,16 до 1,56±0,12 Ма. Возраст комплекса на этом основании принимается плиоцен-раннеплейстоценовым.

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 отобразований выделено 39 стратонов. Находки фауны и флоры и радиометрические определения возраста известны только в некоторых из них. Для расчленения четвертичных образований использована Алдано-Забайкальская серийная легенда 2010 г. И Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа), утвержденная Межведомственным стратиграфическим комитетом России 8 апреля 2009 г.

Территория листа находится в зоне широкого распространения сплошной, прерывистой и островной многолетней мерзлоты. С процессами промерзания приповерхностных образований тесно связано возникновение и развитие ряда специфических криогенных явлений (солифлюкции, пучения, термокарста и др.). Последние нашли отражение в выделенных на этой территории специфических генетических типах гравитационного ряда таких, как криодесерпций, криосолюфлюксий и их парагенезов, а также парагенезов с делювием и коллювием и многочисленных парагенезов, например, криосолюфлюксия с криодесерпцием и коллювием, криосолюфлюксия с делювием и коллювием, криосолюфлюксия с делювием и криодесерпцием, криодесерпций с коллювием и гляциалом.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Отложения неоплейстоцена представлены тремя звеньями.

Нижнее звено

Лимно-аллювий (IaI) выделен в долине р. Алдан, на правом берегу, где слагает цоколи низких террас. Возраст этих образований определяется на основе палинологических комплексов, характеризующих лесную растительность с незначительной примесью лещины, дуба [67]. Их раннечетвертичный возраст подтверждается еще и тем, что на них с размывом залегают образования, соответствующие первому среднечетвертичному межледниковью. Выявлены споропыльцевые комплексы темнохвойной тайги, с примесью пыльцы широколиственных пород. Представлены переслаивающимися суглинками, песками, илами и торфом видимой мощностью от 5 до 10 м.

Среднее звено

Бахтинский надгоризонт

Среднечетвертичные образования развиты в долине р. Алдан, Токинской впадине, а также в пределах горных массивов, со следами горно-долинного оледенения. Представлены: лимнием и аллювием, аллювием, гляциалом и гляциофлювиалом. Среднечетвертичный возраст образований определяется также на основании их стратиграфического положения: они залегают с раз-

мывом на нижнечетвертичных образованиях и перекрываются аллювием, датированным временем казанцевского межледниковья.

Тобольский горизонт. Лимно-аллювий (IaII^{tb}) развит в нижней части разреза 40–45-метровой террасы р. Алдан в устье р. Учур. С размывом залегают на нижнечетвертичных озерно-аллювиальных образованиях. Представлены песками буровато-серыми, с тонкой-горизонтальной слоистостью, существенно кварцевыми. Мощность до 20 м. Образования включают споропыльцевые комплексы темнохвойной тайги, в которых вверх по разрезу начинают преобладать пыльцевые комплексы степной растительности [49].

Тобольский и самарский горизонты. Аллювий четвертой надпойменной террасы. (a⁴II^{tb-sm}). Эти образования вскрываются на высоте над урезом воды – 25–45 м, в долинах рек Алдан, Учур, Ытымджа и слагают четвертую надпойменную террасу. Они представлены пойменной и русловой фациями. Аллювий представлен песками разнородными с примесью гравия и гальки, с линзами растительных остатков, а также галечниками с грубозернистым песчаным и песчано-гравийным заполнителем. Образования горизонтальные и косослоистые с отчетливо выраженной ритмичностью, мощность макроритмов не превышает 0,3–0,6 м [49]. Для верхней части разреза характерны мощные криогенные деформации, нарушающие первоначально слоистую текстуру осадков и свидетельствующие о наличии многолетнемерзлых пород, связанных с первым среднечетвертичным похолоданием. Среднечетвертичный возраст подтверждается также находками фауны хазарского мамонта. Абсолютный возраст, полученный по результатам термолюминесцентного метода, составляет 300 000 лет [115]. Мощность образований до 10–12 м.

Самарский горизонт. Лимно-аллювий (IaIIsm). Образования времени первого среднечетвертичного оледенения залегают согласно на породах нижнего горизонта тобольского времени. Развита в верхней части разреза 40–45-метровой террасы р. Алдан, на р. Учур, в ее устье, и р. Верхний Эльгекян. Отложения представлены песками разнородными, буроватыми, с незначительной примесью пелитовой фракции, горизонтально-слоистыми с морозобойными клиньями. Споропыльцевые комплексы отражают растительность лесостепи в низах разреза и тундры-в верхах [49]. Мощность от 15 до 20 м.

Самарский горизонт. Гляциофлювиал самаровского оледенения (II^{Ism}). Постепенно замещает по простиранию ледниковые образования в долинах рек. Вниз по долине материал их становится более сортированным, отчетливо проявляется слоистость и ритмичность, в составе начинают преобладать пески и глины. Сохранились в долинах рек Алгама и Мулам. Представлены песками гравийно-галечными, местами с валунами, глинами, мощностью до 12 м.

Самарский горизонт. Гляциал самаровского оледенения (gIIsm). Ледниковые образования слагают цоколи террас оз. Токко и рек Мулам, Алгама и Идюм, и рассматриваются как отложения максимального долинного оледенения самаровского времени. С размывом залегают на нижнечетвертичных озерно-аллювиальных отложениях, перекрываются озерными образованиями казанцевского межледниковья, а местами верхнечетвертичными ледниковыми

ми образованиями зырянского времени [118]. Морена представлена суглинками валунными, супесями, песками, мощностью от 5 до 16 м.

Аллювий третьей надпойменной террасы (а³II). Распространен по левобережью р. Алдан в бассейнах рр. Белькачи, Кюндеки, Улахан-Эльге. Отложения, слагающие третью цокольную террасу высотой 30–85 м, представлены галечниками с валунами, песками, гравийниками, глинами, суглинками. Наиболее типичный разрез этих отложений изучен на левобережье р. Алдан в 5 км выше устья р. Улахан-Эльге, где на цоколе, сложенном песчаниками нижнеюрской укугутской свиты, залегают [13] галечники неравномерно ожелезненные с хорошо- и среднеокатанными гальками, представленными кварцем, кремнистыми, реже метаморфическими и интрузивными породами, с редкими валунами, гравийным и грубозернистым песчаным заполнителем, в нижней части слоя с линзами (до 0,6 м) бурых среднезернистых песков – 6,4 м; пески аркозовые мелкозернистые хорошо отсортированные бурые с ржавыми пятнами, в средней части слоя обогащенные углистыми включениями (до 15%) – 7,7 м; суглинки бурые тяжелые комковатые – 5,4 м; гумусированные суглинки с остатками корней – 0,5 м. Общая мощность изученного разреза 20 м. В спорово-пыльцевых спектрах нижней части разреза третьей надпойменной террасы долины р. Алдан преобладает пыльца хвойных пород (70–90%), встречается пыльца широколиственных и разнотравья [13,67]. Мощность отложений до 25 м.

Средне-верхнее звено

Аллювий третьей надпойменной террасы (а³II-III). Образования развиты фрагментарно по левобережью р. Алдан, недалеко от п. Томмот, где они залегают с размывом на более древнем коренном, реже рыхлом террасовом цоколе, участвуя в сложении террас высотой до 25–30 м. В строении третьей террасы принимают участие супеси, пески, суглинки с валунами, галькой и гравием, мощностью до 15 м. От более древних кайнозойских отложений рассматриваемые образования отличаются, в общем, серым, коричневатосерым цветом, несколько худшей степенью окатанности обломочного материала, заметным ослаблением следов выветривания и меньшим количеством глинистой фракции [43]. На смежной с запада площади (р. Бол. Куранах, руч. Латышский, в пределах листа О-51-ХII) данные образования охарактеризованы находками позвоночных (найлены фрагменты бивня *Elephants sp.*, *Mammuthus primigenius*) [115].

Верхнее звено

Зырянский надгоризонт

Верхнечетвертичные образования широко распространены в долинах р. Алдан и ее наиболее крупных притоков, таких как Амга, Мулам, Учур, Гыным. А также в долине реки Ытымджа и в Токинской впадине. Среди образований выделяются: аллювий, лимний, гляциал и гляциофлювиал.

Нерасчлененный аллювий первой и второй надпойменных террас (а²⁺¹III) развит в долине р. Алдан, где представлен галечниками, песками, и валунниками с морозобойными клиньями, мощностью до 14 м. Залегает с

размытом на толще среднечетвертичных пород. В южной части листа в долине р. Ытымджа нерасчлененный верхнечетвертичный аллювий первой и второй надпойменных террас представлен песками, галечниками, алевритом, суглинками, супесями и торфом, мощностью до 9 м.

Казанцевский горизонт. Лимно-аллювий (laШkz) развит в Токинской впадине. Представлен песками тонгогоризонтально-слоистыми и алевритами. Включает споропыльцевые спектры растительности темнохвойной тайги. Озерные образования залегают на размытой поверхности морены самаровского оледенения и перекрыты мореной зырянского оледенения. Мощность образований до 18 м.

Казанцевский-муруктинский горизонты. Аллювий второй надпойменной террасы (a²Шkz-mr). Нерасчлененные аллювиальные отложения казанцевского межледниковья и муруктинского оледенения слагают вторую надпойменную террасу р. Алдан и р. Учур. Они представлены галечниками, песками и алевритом русловой, пойменной и старичной фаций аллювия и залегают с размытом на толще среднечетвертичных пород. В них вложены образования первой надпойменной террасы, соответствующие времени каргинского межледниковья и сартанского оледенения. Мощность образований достигает 40 м.

Казанцевский-каргинский горизонты. Нерасчлененный аллювий второй надпойменной террасы (a²Шkz-kr) слагает террасы р. Ытымджа и Гонам в Учуро-Становой структурно-фациальной зоне. Представлен песками, алевритом, суглинками, супесями. Толща аллювия сливается с деллювиально-аллювиальными шлейфами, и поэтому плохо выражена в рельефе. Возраст аллювия определяется на основании сопоставления с идентичными образованиями второй надпойменной террасы р. Нельгюу, где был найден зуб *Equus sf. hemionis*. По определению В. И. Громова эта находка указывает на верхне-четвертичный возраст вмещающих осадков [17,30]. Мощность образований до 15 м.

Муруктинский горизонт. Гляциофлювиал муруктинского оледенения (fШmr) сохранился в долине рек Эхюндя, Гыным и Укикит 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. Гляциал муруктинского оледенения (gШmr) имеет широкое распространение на юге территории в районах горно-долинного оледенения, в долинах рек Сеймде и Колбочи, а также в Токинской впадине в долинах рек Эхюнда, Алгама, Идюм и их притоков. Залегают на озерных образованиях казанцевского межледниковья и перекрыты мореной сартанского оледенения. Морена представлена суглинками песчаными и валунными, глинами и песками мощностью до 80 м. Залегают на озерных отложениях казанцевского возраста и перекрыты мореной сартанского оледенения. Кроме того, наличие в указанных образованиях пыльцы, характерной для тундрового типа растительности (*Selaginella sibirica* и *Brayales*) по определению Р. Е. Гитерман, в совокупности с морфологическими признаками (подковообразная форма валов, типичный холмисто-западинный рельеф) позволяет относить эти образования к ледниковым [12].

Каргинский-сартанский горизонты. Нерасчлененный аллювий первой надпойменной террасы (a¹Шkr-sr). Образования каргинского межледниковья и сартанского оледенения развиты по долинам рек Алдан и Амга. Представлены песками горизонтально-слоистыми, галечниками, валунниками, с морозобойными клиньями. Вложены в аллювий второй надпойменной террасы. Нижняя часть разреза включает споро-пыльцевой комплекс растительности лесного типа, более богатой, чем современная. Верхняя часть – споропыльцевой комплекс растительности каменистой тундры и лесотундры [49]. Мощность образований до 14 м.

Сартанский горизонт. Гляциал сартанского оледенения (gШsr) наблюдается на юге территории в хребтах в междуречье рр. Алгама, Мулам и Идюм. Представлен супесями ледниковыми и суглинками с глыбами, валунами и щебнем. Мощность до 20 м. Возраст сартанских морен определяется различными методами: в основном стратиграфическими и геохронологическими [49].

Сартанский горизонт. Аллювий первой надпойменной террасы (a¹Шsr) распространен в долинах рек Учур, Мулам и Анамдяк. В составе аллювия первой надпойменной террасы (высотой от 8–10 до 13–17 м) участвуют галечники, пески, супеси, суглинки, торф. (¹⁴C 11,8–5,2 тыс. лет). Споропыльцевой комплекс растительности каменистой тундры и лесотундры [115]. Мощность аллювия до 8 м.

Голоцен

Голоценовые образования представлены тремя стратонами: аллювий, лимний, и лимний и полюстрий.

Аллювий пойменных террас (aН). Отложения этих террас на участках хребтов и нагорий представлены валунно-галечными, галечно-валунными и песчано-галечными образованиями; на остальной территории в их строении принимают участие пески (обычно галечно-гравийные), супеси, илы, галечники, местами суглинки с линзами торфа. Наиболее широко современный аллювий развит в долине р. Алдан и ее притоках. В споро-пыльцевых спектрах преобладает пыльца древесных, среди которых наиболее распространены *Pinus silvestris*, *P. Sibirica*, *Larix daurica*, *Picea* [54,55]. Травянистые представлены пылью разнотравья. Для спектров спор характерно отсутствие холоднлюбивых плаунов. Приведенные спектры характеризуют современные растительные ассоциации лесных, лугово-степных и лугово-болотных ландшафтов. Кроме того, современный возраст описанных отложений подтверждается также их продолжающимся осадконакоплением [13]. Мощность образований от 2 до 10 м.

Лимний (Н) развит в котловине оз. Б. Токко. В состав входят супеси и ил с небольшим количеством тонкозернистого песка. В составе споропыльцевого спектра преобладает пыльца древесных пород с повышенным содержанием спор ольхи, что характеризует климатические условия, сходные с современными [12]. Мощность образований от 2 до 10 м.

Лимний и палюстрий (l,рН). Эти образования имеют незначительное распространение на Алданском нагорье у западной кромки листа и явились

результатом заболачивания территорий в связи с затруднением поверхностного стока рек, вызванного близким залеганием многолетнемерзлых пород. В районе рр. Ытымджа и Усмун их образование связано с зарастанием стариц в пойме [17]. Развита на поверхности террас в речных долинах, а также на плоских вершинах водоразделов, на их склонах или в заболоченных седловинах. Образования включают в себя полуразложившиеся остатки растений с примесью песка, глины и ила [34]. Мощность до 2 м.

Верхнее звено неоплейстоцена-голоцена

В составе поздненеоплейстоценовых – голоценовых отложений выделяется 13 стратонов.

Коллювий, десерпций и гляциал (ГСШ-Н). Образования этого парагенеза приурочены к крутым и средней крутизны склонам альпинотипного рельефа (северные отроги Токинского Становика и Калтанджурский хребет) 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 [118].

Делювий, десерпций, солифлюксий (СШ-Н). Эти образования широко распространены в пределах Алдано-Тимптонского плато и Учуро-станового нагорья, 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 и солифлюксий (DRШ-Н).** Эти образования развиты в пределах Тимптоно-Учурского нагорья и Алдано-Учурского хребта, в междуречье рр. Тимптон и Ытымджа, в районе Эльконского хребта у западной кромки листа, на северных склонах Токинского Становика, в пределах хр. Поярковского, Сутамо-Тонамского, Калтанджурского и т. д. Образования представлены в основном глыбово-щебнистыми суглинками и супесями мощностью до 6–8 м.

Делювий, коллювий и солифлюксий (ДСШ-Н). Эти образования наблюдаются в основном между хребтами Калтанджур и Поярковским, в районе хр. Кет-Кап, в пределах Тимптоно-Учурского нагорья (в бассейнах рек Сеймде и Ытымджа), а также фрагментарно в пределах Алдано-Учурского хребта. Они 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 и делювий (СП-Н) – наблюдаются на крутых и средней крутизны склонах основных речных долин и их притоков в пределах Тимптоно-Учурского нагорья и Алдано-Тимптонского плато. В составе этого многочленного парагенеза участвуют глыбово-щебнистые супеси и суглинки (до 10–15 м).

Аллювий и пролювий (а,рШ-Н). Эти образования наблюдаются в юго-западной части листа в бассейнах рек Ытымджа, Токорикан, Конеркит и Гувилгра, где они залегают в виде шлейфов на пологих склонах и на фрагмен-

тарно развитых надпойменных террасах. Они представлены песками, суглинками, глинами с примесью гравия, гальки, реже валунов, дресвы и щебня, их мощность 10–15 м.

Делювий и аллювий (d,aIII-H) развит на склонах речных долин и в руслах рек, в пределах Алдано-Тимптонского плато (в бассейнах рр. Белькачи, Унгюэле, и небольших притоков р. Алдан), а также в районе северных отрогов Калтанджурского хребта и хр. Бруингра и Гугингра (в бассейне рр. Анам-дяк и Ытымджа). Эти образования 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.

Дессерпций и солифлюксий (dr,sIII-H) имеют небольшую площадь распространения в восточном районах Приленского плато (в бассейне левых притоков р. Амги), а также на горных склонах средней крутизны в центральной части Тимптоно-Учурского нагорья, где они местами перекрывают поймы и фрагментарно развитые надпойменные террасы. Они представлены глыбово-щебнистыми супесями и суглинками мощностью 6–8 м (местами до 20 м).

Коллювий и дессерпций (c,drIII-H) развиты фрагментарно на крутых и средней крутизны горных склонах на юге и юго-востоке, а также в северных отрогах Калтанджурского хребта. Эти образования двучленного парагенеза представлены глыбово-щебнистыми суглинками и супесями мощностью от 5–10 и до 15 м.

Делювий и дессерпций (d,drIII-H) наблюдаются преимущественно в северной половине листа, в пределах Алдано-Тимптонского плато, на пологих и средней крутизны склонах слабо врезанных речных долин, где частично перекрывают местами пойму и низкие надпойменные террасы. Они представлены щебнистыми суглинками, супесями и песками, мощностью до 6–8 м.

Нерасчлененный аллювий поймы и первой надпойменной террасы (aIIIsr-H) слагает днища долин притоков рек Амга и Буотама, где пойма недостаточно отчётливо обособлена от первой надпойменной террасы (заболоченные участки долин) или не может быть выражена в масштабе карты. По мере продвижения к истокам мощность аллювия сокращается. Представлен песками галечно-гравийными, галечниками, валунниками, супесями, илами, суглинками. Мощность образований до 15–16 м.

Коллювий (сIII-H) развит на крутых склонах (более 25°) и имеет локальное распространение в восточной части листа, на южных склонах хр. Кет-Кап, где представлен несортированным обломочным материалом в нижних частях склонов. В составе коллювия переобладают суглинки глыбово-щебнистые и дресвяники мощностью до 5–20 м.

Дессерпций (drIII-H) широко развит в гольцовой зоне Алдано-Учурского хребта, а также в районе хр. Бруингра, Гугингра. Его вещественный состав во многом определяется характером подстилающих коренных пород. Нередко на осадочных породах дессерпций представлен щебнистыми суглинками, супесями, песками и дресвяниками, мощностью до 10–15 м; на кристаллических породах в его составе доминирует щебнисто-глыбовый материал.

Четвертичные отложения (квартер) нерасчлененные

Нерасчлененные четвертичные отложения представлены семью стратонами.

Элювий, солифлюксий и делювий (ES) широко развиты в пределах Приленского плато, менее широко в северной части Тимптоно-Учурского нагорья и в пределах Алдано-Учурского хребта, а также фрагментарно на юге-востоке листа, в пределах Токинской впадины. Отложения этого многочленного парагенеза представлены в основном супесями, суглинками и глинами (мощность до 6–7 м).

Элювий, дессерпций и солифлюксий (E). Отложения этого многочленного парагенеза приурочены в основном к уплощенным водоразделам восточной части Тимптоно-Учурского нагорья, а также развиты фрагментарно в пределах Сутамо-Гонамского и Калтанджурского хребтов, и представлены глыбово-щебнистыми супесями, суглинками и глинами мощностью до 6–7 м.

Делювий и солифлюксий (d,s) распространены практически на всей северной части листа, в пределах Приленского плато, а также на северных отрогах Алдано-Учурского и Кет-Капского хребтов на пологонаклоненных ступенчатых участках водоразделов, сложенных осадочными породами кембрия. К этому двучленному парагенезу отнесены суглинки дресвяно-щебнистые, супеси и глины. Для эти х образований характерна сланцеватость, а в ряде случаев слоистость, параллельная склону. Мощность до 5–6 м. **Элювий и делювий (с,d).** Образования этого двучленного парагенеза, развиты на пологих склонах привершинных поверхностей вдоль левого и правого берега р. Алдан, в районе впадения в нее р. Учур. Представлены песком дресвяным и мелкими глыбами, супесями и суглинками с мелкими глыбами, дресвой, щебнем, мощностью до 3–5 м.

Делювий (d) развит фрагментарно на склонах Алдано-Учурского хребта (в бассейне р. Мулай и Сеймдяк) и представлен суглинками, глинами, песками и супесями с примесью дресвы, реже щебня, мощностью до 5–6 м.

Элювий (е). Элювиальные образования (мощностью от 1,5 до 10 м) распространены в основном на левобережье р. Тимптон в Джелтула-Алданском междуречье и в районе оз. Мар-Кюель, где сохранилось низкое плоскогорье, а также фрагментарно в пределах Тимптоно-Учурского нагорья и 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. 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 водупором, 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

позднеюрско-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 им элювия. Мощность элювиальных образований равна в среднем 1,5–2 м и только в районах развития юрских песчаников достигает 10 м. [17,34,43,44,54,55].

2. МАГМАТИЗМ

Магматические и ультраметаморфические образования широко распространены на картографируемой площади. По возрасту они охватывают интервал от архея до раннего мела. Список петротипов, выделенных магматических комплексов, результаты геохимических и петрографических исследований приведены в сопровождающей Записку базе данных, геохронологические данные – в приложении 1.

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

АРХЕЙ

ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЕ (СТАНОВИЙСКИЕ) УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Кергелийский плутонический комплекс метаперидотит-габбровый ($vAR_2?k$) выявлен Ю. Н. Колесником в 1975 г., наименование комплекса дано Е. П. Миронюком в 1986 г. Петротипический массив расположен в устье руч. Кергели, правого притока р. Сутам, лист О-52-XXXIII [163].

Породы кергелийского комплекса слагают ряд мелких тел, находящихся среди нижнеархейских супракрустальных образований на территории Иенгрского района. Тела вытянуты согласно простиранию вмещающих метаморфических толщ. По составу – это габбро, габбронориты, перкниты, перидотиты, ультрамафиты, редко диориты и габбро-диориты, 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, кососекущими контактами и асимметричной дифференциацией.

Кергелийский комплекс относится к натриевой, умереннощелочной петрохимической группе, геохимически сходной со стандартными габброидами. Перспективен для выявления титано-магнетитового оруденения.

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

Древнеалданский плутонический комплекс эндербит-чарнокитовый ($e\text{AR}^1_{2da}$) выделен Е. П. Миронюком в 1986 г. Петротипическая местность комплекса расположена в окрестностях г. Алдан, лист О-51-ХVIII. Развита на территории Иенгрского района Алданского щита [163].

Древнеалданский комплекс представлен многочисленными мигматит-плутонами, сформированными массивными, полосчатыми, гнейсовидными плагиогранитами, лейкоплагиогранитами, плагиогранито-гнейсами, теневыми 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-гиперстено-биотитовые, гранатовые, пироксеновые, амфибол-пироксеновые, амфиболовые разности. 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, занимающие не менее 5% объема массива. На контактах массивов с вмещающими породами, как правило, образуются зоны плагиомигматитов, плагиогранито-гнейсов (тневых мигматитов).

По общему содержанию щелочей породы древнеалданского комплекса относятся к нормальному ряду, а по их соотношению – к калиево-натриевому и натриевому типам.

Чарнокиты и эндербиты комплекса сформировались на ранней стадии регионального метаморфизма, проявившегося, вероятно, в становии. Возраст пород комплекса определяется по радиологическим данным Sm-Nd м. – 2300–3000 Ма, U-Pb кд. – 3335 Ма [152].

ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЕ (САХАБОРИЙСКИЕ) УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Раннефёдоровский плутонический комплекс метаперидотит-пироксенитовый ($v\text{AR}^2_{2rf}$) выделен из состава пород, ранее включавшихся в фёдоровскую серию Г. Н. Киселевым в 1973 г., в бассейне руч. Медведевка, правого притока М. Нимныра, лист О-51-XXIV [163]. На среднемасштабных картах комплекс картографируется как медведевский.

Комплекс развит в Иенгрском районе, он представлен маломощными согласными линзами, реже пологосекущими дайками, тяготеющими к низам разреза фёдоровской серии, по отношению к деформациям которой они яв-

ляются доскладчатыми или раннескладчатыми. Это мелкие, чаще всего монопородные тела ортоамфиболитов, иногда клинопироксенсодержащих, а также ортосланцев: оливин-роговообманковых, оливин-клинопироксен-роговообманковых, редко дупироксен-оливин-роговообманковых. Породы часто серпентинизированы, хлоритизированы и амфиболитизированы, в дифференцированных залежах они всегда находятся в парагенезисе с роговообманковыми плагиосланцами. В целом намечается тяготение раннефедоровских интрузий к межкупольным синформам вблизи границы пород верхнеалданской и фёдоровской серий в виде линейных зон с кулисообразным или параллельным размещением тел.

Комплекс соответствует субщелочной габбро-кварцеводиорит-монцитовой калиево-натриевой петрохимической группе, нередко фосфористой.

Нижняя возрастная предел определяется прорыванием пород фёдоровской серии. Взаимоотношения с породами унгринского комплекса достоверно не наблюдались. Верхняя возрастная граница определяется наличием обломков пород комплекса в каменковских гранитах. В соответствии с серийной легендой принят позднеархейский возраст комплекса.

Иджеко-нуямский плутонический комплекс метагаббровый (vAR_2^{zin}) выделен коллективом авторов в 1983 году в зоне Иджеко-Нуямского разлома. К образованиям комплекса отнесены несколько массивов на Иджекской площади и петротипический массив, находящийся на территории Гонамской площади (р. Гонам выше устья р. Ытымджа [163]).

Массивы сложены метаморфизованными габбро, габбро-диоритами, диоритами, иногда субщелочными, кварцевыми диоритами и плагиогранитами.

До настоящего времени на территории листа комплекс слабо изучен. Вероятно, он является аналогом идио-тырканского комплекса.

Основные и ультраосновные ортосланцы Тыркандинской зоны разломов ($vAR_2^{?t}$) обособлены Е. П. Максимовым в 1982 г. на правом берегу р. Тимптон, листы О-52-XIV, -XXI.

На геологических картах данные образования впервые показаны Е. А. Кардашем на листе О-52-XIV [143] и на подготовленном к изданию листе О-51-XXI. На полотне миллионной карты основные и ультраосновные ортосланцы Тыркандинской зоны разломов показаны только на площади этих листов, хотя область их развития несомненно простирается дальше к югу по всей Тыркандинской зоне разломов.

С наиболее ранним этапом архейского магматизма связаны излияния основной магмы, сформировавшей согласные пластовые тела, превращенные процессами метаморфизма в амфиболиты и основные кристаллические сланцы.

Породы Тыркандинской зоны разломов по своему составу представляет собой монотонную толщу пироксенсодержащих пород, разделить которую можно на амфиболовую и гиперстеновую разновидности.

Амфиболовый комплекс состоит из дупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и гнейсов, среди которых в единичных случаях в виде маломощных прослоев отмечаются диопсидовые и биотит-гранатовые гнейсы, кальцифиры (например, на водоразделе рек Тарынгах и Улунчи). В свя-

зи с гранитизацией здесь распространены биотит- и амфиболсодержащие кристаллосланцы (амфибол-гиперстеновые, биотит-амфибол-двупироксеновые, гиперстен-биотит-амфиболовые и др.) [143].

Гиперстеновая разновидность пород Тыркандинской зоны разломов согласно залегает на амфиболовой разновидности пород. Граница между ними ввиду сходства литологического состава проводится условно [143].

Гиперстеновая разновидность пород сложена однообразной толщей гиперстеновых, амфибол-гиперстеновых гнейсов, реже кристаллических сланцев, заключающих в себе прослой двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев. В ядре Тыркандинского антиклинория, в её составе присутствуют частые прослой диопсидовых гнейсов и кристаллических сланцев и редкие выклинивающиеся слои кальцифиров и биотит-гранатовых гнейсов [143].

Возраст основных и ультраосновных ортосланцев Тыркандинской зоны разломов условно принят как позднеархейский в соответствии с Алданской серийной легендой [163].

Идиомо-тыркандинский плутонический комплекс метапироксенит-габбровый (vAR^2_{2it}) – габбро, лейкогаббро, нориты, анортозиты, пироксениты, дуниты, перидотиты метаморфизованные. Был выделен Э. Л. Магнушевским в 1988 г. в пределах Тыркандинского блока [163].

Ранее они сопоставлялись с аналогичными породами майско-джанинского комплекса. Данные магматиты имеют незначительное распространение на Джелтулинской и Суннагинской площадях Тимптоно-Учурского района Алданского щита.

Породы комплекса слагают мелкие тела среди раннеархейских образований тыркандинской и чагдинской серий. По отношению к основным складчатым структурам вмещающих пород они, в основном, залегают согласно, образуя пластовые интрузии, дислоцированные вместе с метаморфитами. Мощность тел достигает первых сотен метров, при длине – до 6 км. Метаморфизованные и превращенные в амфиболиты магматиты с трудом отличаются от сходных с ними по составу кристаллосланцев. Границы габброидов с вмещающими породами не всегда четкие. Породы комплекса на сопряженной к востоку территории являются рудовмещающими для проявлений медно-никелевой (с платиноидами) минерализации [65].

На площади листа магматиты комплекса совместно с позднеархейскими метаморфитами смяты в складки и мигматизированы позднеархейскими гранитоидами идиомского комплекса, что позволяет датировать их поздним археем.

Древнефёдоровский плутонический комплекс плагиогранитовый ($pyAR^2_{2d}$) выделен Е. П. Миронюком в 1995 году в бассейне р. Леглиера и р. Курунг-Хоонку на левобережье р. Тимптон О–51-XXIV, О–52-XIX [163]. Интрузивы комплекса развиты в пределах Нимырьской площади Иенгрского района Алданского щита.

В своем составе комплекс объединяет плагиограниты, тоналиты, граниты биотитовые, биотит-амфиболовые, гиперстен-амфиболовые, гиперстен-биотитовые гнейсовидные, плагиогнейсо-граниты.

Породы комплекса слагают мигматит-плутониты плагиогранитов неправильной, сложной формы. Плагиограниты имеют постепенные границы с су-

пракрустальными образованиями федоровской серии, которые часто присутствуют в них в виде реликтов. Макроскопически плагиограниты – это серые, буровато-серые, мелкозернистые до крупнозернистых, часто разнозернистые породы с массивной или гнейсовидной текстурой. По составу выделяются биотитовые, биотит-амфиболовые, реже диопсид-амфиболовые разновидности. 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 вроски 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. Возраст древнефедоровского комплекса принят среднеархейским в соответствии с Актуализированной Алдано-Забайкальской серийной легендой [152].

Эндербиты и чарнокитоиды р. Суннагин ($e\text{AR}_2?$) выделены Ю. К. Дзевановским в 1946 г. на р. Тимптон [163].

Породы этого комплекса распространены, в зоне Тыркандинского разлома, в восточной части Суннагинской площади и незначительно на Гонамской площади. Они, как правило, слагают вытянутые вдоль разломов тела, шириной до 500 м, при длине от 200 м до 17 км. Породы образованы за счет палингенеза толщ пироксеновых кристаллических сланцев в тектонических зонах. Контакты их с вмещающими метаморфическими породами весьма нечеткие, постепенные. Массивы этих гранитов характеризуются крайней однородностью своего состава и строения, полным отсутствием какой-либо полосчатости, столь типичной для обычных метаморфических пород. Монотонность массивов нарушается лишь изредка встречающимися мелкими линзовидными или угловатыми телами основных кристаллосланцев, «плавающими» в гранитной массе. Внешне палингенные граниты имеют бурый цвет, массивную или гнейсовидную текстуру, средне-крупнозернистое сложение. Состоят они из плагиоклаза № 20–40, калиевого полевого шпата, кварца. Темноцветные минералы обычно представлены гиперстеном, роговой обманкой и (или) биотитом [143].

Нюкелинский плутонический комплекс гиперстеновых гранитов ($\gamma\text{AR}_2?n$) выделен в долине р. Нюкели, в бассейне Учюра Решением II ДВ РПС в 1973 году [163].

В нюкелинский комплекс ранее объединялись все чарнокитоиды юго-восточной части Сибирской платформы. Позднее они были разделены на несколько самостоятельных комплексов, при этом название комплекса сохранено только для гиперстеновых гранитоидов позднего архея [65].

Образование гранитоидов комплекса связано с процессами ультраметаморфизма главного этапа позднеархейской складчатости на юго-востоке Алданской гранулитогнейсовой области [50].

Породы комплекса образуют пластообразные тела неправильных очертаний, реже мелкие конкордантные тела вмещающих метаморфитов хайканской и туксанийской серий сахабория, контакты с которыми, как пра-

вило, нечеткие, через теньевые и послойные мигматиты, с множеством скиалитов и ксенолитов вмещающих пород. Центральные части более крупных пластовых тел сложены гиперстеновыми гранитами и плагиогранитами. В эндоконтакте наблюдаются биотит-пироксеновые и биотит-роговообманковые разности. В гранитоидах отмечается постоянное присутствие ксеноморфного кварца, имеющего голубовато-серую или сиреневую окраску. В отличие от чарнокитов древнеалданского комплекса в породах хорошо выражены гипидиоморфнозернистые структуры. В них меньше реликтов магматитов основного состава, они более однородны, а ксенолиты вмещающих пород имеют более четкие контакты. Также для них характерны более низкие содержания окислов железа и магния, они менее глиноземистые и титанистые [50]

Формирование нюкелинского комплекса происходило позже древнеалданских чарнокитоидов и ранее лейкогранитов идиомского комплекса [50], поэтому его возраст принят как позднеархейский.

Кудулахский комплекс метагаббро-анортозитовый ($\eta\text{AR}_2^3?kd$) впервые был описан Е. И. Бирюковым на Мелемкёнской площади Алданского щита в бассейне левых притоков р. Гувилгра как позднеархейские расслоенные интрузии метаанортозитов. Петротипическая местность – бассейн рек Кудулах и Кудулакан, где закартированы два небольших (по 5 км²) массива [163]. Развит в пределах Мелемкенской площади Иенгрского района Алданского щита.

Кудулахский комплекс является типичным представителем анортозит-мангерит-гранитовой ассоциации Алданского щита. В составе комплекса наблюдаются анортозиты, габбро-анортозиты, габбронориты, пироксениты, мангериты неясно расслоенные, метаморфизованные. Наиболее изучен Кудулахский массив. Он имеет форму овала, вытянутого в северо-восточном направлении, в целом согласно с вмещающими породами: метадiorитами иенгрской серии и соскладчатými им мигматит-гранитами. Самой характерной особенностью массива является расслоенность, которая выражена чередованием габброидов и анортозитов с концентрацией более основных разностей пород в эндоконтактной части.

В петрохимическом отношении породы массива принадлежат к калиево-натриевой серии, характеризуются высокой глиноземистостью, высокой щелочностью и высоким коэффициентом железистости. Во всех разновидностях пород массива отмечены повышенные содержания фосфора, титана, марганца и ванадия. С габбро-анортозитами комплекса генетически связаны проявления комплексной апатит-ильменит-титаномагнетитовой вкрапленной минерализации с содержаниями TiO₂ до 5,80%, Fe₂O₃ (общее) до 23,65% и P₂O₅ до 3,05%.

В соответствии с Актуализированной Алдано-Забайкальской серийной легендой (2010) возраст комплекса определен как позднеархейский, чему не противоречат наблюдаемые соотношения с вмещающими породами.

Верхнеундытканский плутонический комплекс метагаббро-анортозитовый ($\eta\text{vAR}_2^3?vu$) выделен Т. С. Долгих, В. И. Гольденбергом в 1958 году, описан А. М. Ленниковым в 1979 году в истоках рч. Ундыткан на правобережье р. Алгамы, лист О-52-XXXV [163].

Комплекс представлен анортозитами, габброанортозитами расслоенными, метаморфизованными распространенными в пределах Туксанийской площади Тимптоно-Учурского района Алданского щита.

В экзоконтакте интрузива кристаллосланцы насыщены множеством согласных жилообразных тел анортозитов мощностью от 10 до 100 м. Контакты между породами как секущие, интрузивные, с наличием в магматитах остроугольных обломков различного состава, так и метасоматические, с постепенными переходами, с реликтами кристаллосланцев вытянутой формы в анортозитах. Среди анортозитов встречаются лабрадориты, андезиниты, олигоклазиты. Для массива и особенно его эндоконтактных частей характерно наличие шширообразных обособлений габбро и габброноритов размером от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Количественное соотношение плагиоклазов и темноцветных минералов (роговая обманка, гиперстен и диопсид) в породах комплекса не постоянно. В анортозитах содержится до 1–3% темноцветов, в габброанортозитах – до 10–15%, в габброноритах – до 30–40%. Андезиниты и олигоклазиты микроклинизированы (до микроклинитов) и окварцованы [50]

В образовании массива, скорее всего, ведущая роль принадлежит процессам метасоматоза – анортизация пироксенсодержащих кристаллосланцев. Формирование его происходило, вероятно, в несколько стадий, в результате чего образовался ряд пород от габброноритов до олигоклазитов. Магматиты комплекса прорывают позднеархейские метаморфогенные образования туксанийской серии. Возраст анортозитов, определенный Sm-Nd методом, составляет 2910 Ма. На этом основании принимается позднеархейский возраст комплекса [50].

Нелюкинский комплекс гранитовый ($1\gamma AR_2?nl$) выделен Е. П. Миронюком в 1995 г. в верховье р. Нелюки, левого притока Чуги, лист О-51-XXI, разбит на территории Мелемкёнской площади Иенгрского района Алданского щита [163].

Породы комплекса формируют плитообразные (трещинного типа), полукольцевые, сложные в плане массивы. Внутреннее строение массивов неоднородное, контакты с вмещающими образованиями часто инъекционные, метасоматические, обусловленные процессами гранитизации, мигматизации. Сложены массивы гранитами, субщелочными гранитами, плагиогранитами, внешние зоны – гранито-гнейсами. 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. С гранитами комплекса связаны пегматиты и аплиты (на карте не показаны), формирующие жилы и линзы мощностью от 0,1 м до 3–5 м.

Определения изотопного возраста варьируют в пределах 2398–2487 Ма (U-Pb к-д) (Приложение 1).

Идюмский плутонический комплекс лейкогранитовый ($1\gamma AR_2?i$) выделен Г. Ф. Гиммельфарбом в 1965 г. Петротипический Идюмский массив площадью около 900 км² расположен в бассейне верхнего течения р.Идюм и ориентирован в северо-западном направлении параллельно простиранию метаморфических толщ Тырканского блока [163]. Образования Идюмского комплекса развиты в пределах всего Тимптоно-Учурского района Алданского щита.

Комплекс сложен лейкогранитами, субщелочными гранитами, гранитами, пегматитами, монцодиоритами, кварцевыми сиенитами роговообманковыми и биотитовыми гиперстенсодержащими гнейсовидными. Некоторые исследователи выделяют в составе комплекса две фазы. К наиболее ранним отнесены гнейсовидные биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты и плагиограниты, слагающие пластовые складчатые тела мощностью от 1 до 40 м, группирующиеся иногда в обширные поля, вытянутые согласно структурам вмещающих пород. Реже они слагают близизометричные массивы площадью до 15 км². Магматиты, вероятно, образовались в результате проявления процессов ультраметаморфизма и гранитизации. Вблизи юго-восточного фланга Идюмского массива, наряду с интенсивной мигматизацией позднеархейских метаморфитов, наблюдаются пластовые тела гранитов. Зона перехода от гранитов через мигматиты в инъекционные гнейсы достигает 1 км. В эндоконтакте массива наблюдаются многочисленные ксенолиты мигматизированных кристаллосланцев тырканской серии. Гнейсовидные, реже массивные лейкограниты, субщелочные граниты, а также пегматиты являются более поздними образованиями. Это крупно- и среднезернистые, часто пегматоидные белые и розовые до мясо-красных (в зависимости от содержания микроклина) породы. Контакты лейкогранитов с биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами преимущественно рвущие. Возможно, это два различных интрузивных комплекса, но данных для их разделения в настоящее время недостаточно. Породы комплекса относятся к нормальному ряду калиево-натриевой серии с натриевым типом щелочности. Лейкограниты по сравнению с гранитами характеризуются избытком глинозема, повышенной радиоактивностью и большим содержанием акцессорных минералов. С лейкогранитами комплекса связаны жилы аплитов, пегматитов и кварц-полевошпатовых пород. Мощность жил – 0,1–10 м, протяженность – 5–50 м. С ними связана уран-редкоземельно-редкометалльная минерализация: циркон, ортит, торит, фергусонит. Кварц-полевошпатовые метасоматиты содержат вкрапленность монацита, ортита, циркона, реже торита, урано-торита, сфена [50].

Повсеместное развитие протокатакlastических структур указывает на синхронность тектонической и интрузивной активизации, когда граниты внедрялись на заключительном этапе архейских деформаций. Полученные К-Аг (по валовому калию) датировки ненадежны и составляют 1388, 1698, 1720 Ма. Они не соответствуют позднему архею, но свидетельствует об относительно более молодом возрасте комплекса по сравнению с другими архейскими гранитоидами [46].

Неричинский комплекс гранодиорит-гранитовый ($\gamma\text{-}\gamma\delta PR^1_1: AR_2n$) выделен Д. В. Утробиним в 1992 г. и авторами Алданской СЛ. Петротипом

комплекса является Неричинский массив в бассейне руч. Неричи, прав. притока Иенгры, листы О-51-XXXV, -XXXVI [163].

Породы комплекса распространены в пределах Тангракской площади Южно-Алданского района Алданского щита. Они слагают небольшие (площадью до 10–20 км²) согласные интрузивы неправильных очертаний. С вмещающими породами контакты нечеткие, с постепенными переходами через мигматиты (теневые, послонные, ленточные и др.). Центральные части более крупных интрузий сложены средне-, крупнозернистыми, массивными породами с гипидиоморфнозернистой структурой. В эндоконтакте отмечаются гранобластовые структуры. В мелких телах структура пород грубогнейсовидная, обусловленная субпараллельным расположением вытянутых зерен кварца. С гранитами связаны пегматоидные шпировые обособления, реже линзовидные пегматитовые жилы мощностью до 1 м, протяженностью до 2–3 м, иногда обогащенные гранатом (до 25–30%). Магматиты комплекса прорывают раннеархейские метаморфиты и эндербиты древнеалданского комплекса.

Основной объем комплекса составляют светло-серые до белых средне-, крупнозернистые массивные, реже гнейсовидные двуполевошпатовые граниты, связанные постепенными переходами с биотитовыми гранодиоритами и, редко, плагиогранитами. Мелкие неправильные тела, распространенные в юго-западной части петротипического массива и в его краевых частях, сложены мусковитовыми и эпидотовыми лейкогранитами, иногда субщелочными, а мелкие дайки и жилы (мощностью до 5 м) – гранат-мусковитовыми пегматитами и аплитами. Массив сопровождается ореолом калишпатизации (микроклинизации) вмещающих пород мощностью в десятки, а участками – в сотни метров. Калишпатизация наиболее интенсивно проявлена на северо-восточном его экзоконтакте окварцеванием и порфиробластезом микроклина вдоль трещин и плоскостей сланцеватости с формированием в предельных случаях неправильных тел и ветвящихся жил калишпатитов. Массив прорван дайками и малыми телами позднеюрских – раннемеловых гранодиорит-порфириров и диоритовых порфириров.

Для разных пород во всех массивах характерно низкое содержание магния при умеренных количествах суммарного железа, близкие петрографические свойства одноименных минералов.

Возраст гранитоидов неричинского комплекса определяется следующими данными. Они секут (прорывают) супракрустальные толщи становой, тангракской и зверевской серий и ультраметаморфогенные гранитоиды раннего архея, а также мощные зоны диафторитов Станового шва и не подвергались региональному метаморфизму. Все породы комплекса рвутся позднеюрскими и раннемеловыми магматитами. Результаты определения возраста различными изотопными методами: три свинец-свинцовых методом термоионной эмиссии по циркону Неричинского массива и мелких массивов в бассейне Холодникана, 9 калий-аргоновых датировок по калишпату гранитов и кварцевых жил Неричинского массива, указывают на его мезозойский возраст (141–166 Ма). Поскольку все точки пробоотбора на калий-аргоновые определения возраста Неричинского массива расположены в ареале развития мезозойских магматитов, то, скорее всего, эти определения фиксируют время ме-

зозойского новообразования калишпата. Вполне вероятен раннепротерозойский возраст неричинских образований.

ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЕ – РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Гранитоиды нерасчленённые ($\gamma\text{AR}_2\text{-PR?}$) выделяются на территории Унгра-Десовской площади Иенгрского района Алданского щита на основании Дополнений и изменений в Алдано-Забайкальскую серийную легенду принятых по результатам работ по составлению ГКК-1000/3 листа О-51 (Алдан) по результатам работ над данным листом ареол их распространения расширен на Тимптоно-Учурскую площадь.

В состав нерасчленённых гранитоидов включены существенно калишпатовые граниты и гранито-гнейсы, в меньшей степени плагิโอграниты, которые не отнесены к определенному комплексу. Эти породы образуют ультраметаморфические 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 гранито-гнейсов 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 плагисланцы и гнейсы. Часто граниты секутся кварцевыми, полевошпат-кварцевыми жилами каменковского комплекса, скиалиты вмещающих пород (до 10–20% объёма) и линейные (пластообразные или линзовидные) тела разнотермных, иногда порфиробластовых кварц-полевошпатовых метасоматитов, образующих зоны мощностью в десятки метров и протяжённостью в первые километры.

Граниты представляют собой гнейсовидные, редко массивные мелко-, средне-, или крупнозернистые, иногда порфиробластические породы светлосерого, 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 породам, менее распространены мезократовые. В редких случаях содержание фемических минералов (в основном биотита) составляет 10–15%. Граниты характеризуются гранобластовой, гетеробластовой, аллотриоморфнозернистой, реже порфиробластовой структурами. Минеральный состав: кварц, плагиоклаз (олигоклаз, редко – андезин), калишпат (микроклин или микроклин-пертит), биотит, роговая обманка, диопсид, ги-

перстен. Плаггиоклаз, как правило, замещён антипертитами калишпата и (или) альбита, иногда скаполитизирован.

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

Возрастное положение гранитоидов неопределённо. С одной стороны, они содержат реликты невычлененных гранитоидов ранних циклов развития (древнеалданский комплекс эндербит-чарнокитовый ($e\dot{L}P_1da$)), с другой стороны развиваются по супракрустальным породам архея и рвутся интрузивами каменковского комплекса ($1\gamma PR^1_2km$).

Таким образом, возраст нерасчлененных гранитоидов устанавливается как неуточненный раннепротерозойско-позднеархейский ($\gamma AR_2-PR?$).

ПРОТЕРОЗОЙ

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Унгринский плутонический комплекс габбровый (vPR^2_{1un}) выделен в долине Алдана и Унгры в районе устья последней А. С. Телегой в 1949 году, лист О–51–XXII, назван Л. М. Минкиным в 1963 году [163]. Область развития комплекса – Унгра-Десовская площадь Иенгрского района.

Унгринский комплекс на территории листа представлены немногочисленными плутонами, завершающими Алдано-Хатыминский субширотный плутонический пояс. Все они прорывают гранитизированные породы федоровской серии и испытали слабые деформации при метаморфизме эпидот-амфиболитовой фации.

Форма плутонов штокообразная и плитообразная. Приконтактовых изменений не отмечается, ксенолиты редки. Строение плутонов слабоанизотропное, обусловленное наличием главных типов пород (лейкогаббро, габбро, реже диоритов, монцогаббро и монцодиоритов) разной меланократовости. Постоянно встречаются шлирово-полосчатые и сланцеватые текстуры, реже трахитоидные и субофитовые. Жильная фаза комплекса представлена горнблендитами.

Макроскопически все породы комплекса крупнозернистые. В мелких массивах и пластовых телах их зернистость аналогична краевым частям крупных массивов. Минеральный состав пород группы следующий: плаггиоклаз, тёмноцветные минералы. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, титаномagnetитом, магнетитом. Среди тёмноцветных минералов: роговая обманка, диопсид, гиперстен, биотит. Структура пород бластопризматическизернистая, до бластосубофитовой, редко бластоофитовая или структуры без бластеза.

Породы комплекса относятся к натриевому субщелочному высокоглиноземистому петрохимическому типу и обладают надкларковым содержанием бора, фосфора, циркония, иногда цинка и галлия. По геологическим данным возраст комплекса определяется прорыванием его пород гранитами соответственно каменковского и амутского комплексов, а также дайками метамонцитов кварцевых, отнесенных к тиитскому комплексу.

По результатам геохронологических исследований цирконов U-Pb методом на SHRIMP-II возраст унгринского комплекса составляет $2007 \pm 7,5$ Ма.

Тиитский плутонический комплекс монцонитовый (μPR^2_{1t}) выделен Е. П. Миронюком в 1986 г. в бассейне руч. Тиит, правого притока р. Леглиер на правом берегу Тимптона, лист О-51-XXIV. Комплекс распространен на территории Унгра-Десовской площади Иенгрского района [163].

Породы, относимые к тиитскому комплексу, образуют мелкий плутон в устье р. Русская, прорывающий гранитизированные породы федоровской серии. Плутон почти изотропные, с редкими ксенолитами вмещающих пород. Породы комплекса представлены массивными и порфиroidными, реже сланцевато-гнейсовидными монцонитами с краевой фацией монцодиоритов, преимущественно биотит-роговообманковых, среди которых в центральной части плутона 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 диоритов тиитского комплекса на SHRIMP-II авторами установлен конкордантный возраст для кварцевых сиенитов 1988 ± 20 Ма, для монцодиоритов 2169 ± 24 Ма.

Каменковский комплекс лейкогранитовый ($e\gamma PR^2_{1km}$) выделен Е. П. Миронюком в 1995 году из гранитов нимнырского комплекса. Петротипом комплекса является Каменковский массив, обнаженный в бассейне ручьев Ороченка (Каменка) и Михайловка на правом берегу р. М. Нимныр, лист О-51-XXIV, где он прорывает гранитоиды древнефедоровского комплекса и имеет установленный раннепротерозойский возраст [163]. Породы комплекса распространены на Унгра-Десовской площади Иенгрского района.

Состав – лейкограниты биотитовые кварцевые слабопорфиroidные, граниты и лейкограниты биотит-роговообманковые, граниты субщелочные, граносиениты, гранито-гнейсы, жилы пегматитов, пегматоидных лейкогранитов.

Каменковский комплекс представлен плутонами разных размеров. Они залегают среди архейских образований и образуют куполообразные поднятия в складчатых структурах федоровской серии. Границы плутонов четкие, согласные, секущие или инъекционные со скиалитами и ксенолитами, состоящими иногда из магнезиальных скарнов и амфибол-диопсидмагнетитовых пород. Вдоль контактов с гранито-гнейсами 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.

Граниты внешне представляют собой порфиroidные, массивные, средне- и крупнозернистые породы розовато-красного, красного цвета, в эндоконтактах – мелкозернистые порфиroidные кирпично-красного, мясо-красного цвета, нередко такситовые, с ксенолитами роговиков и гнейсовидной текстурой. Минералогический состав гранитов представлен кварцем, калишпатом, плагиоклазом, биотитом, мусковитом. Акцессорные минералы представлены ортитом, цирконом, сфеном, ксенотимом, торитом, титаноммагнетитом.

По химическому составу граниты каменковского комплекса относятся к семейству лейкогранитов калиево-натровой, реже калиевой серии, часто пересыщенных щелочами.

Геохронологические исследования аляскитовых гранитов на SHRIMP-II показали конкордантные значения в 1903 ± 17 Ma, что подтвердило раннепротерозойский возраст каменковского комплекса.

Усть-иджеский плутонический комплекс чарнокитовый (δPR^2_{1ui}) обособлен коллективом авторов в 1983 году в долине р. Тимптон в 1,5 км ниже устья р. Иджек, лист О-52-XX [163]. Породы усть-иджеского комплекса имеют распространение на водоразделе р. Иджек и рч. Улахан-Куринг – Балаганнах и представлены гранито- и несколько преобладающими чарнокито-гнейсами. Это лейкократовые, однородные или слабо полосчатые, гнейсовидные до почти массивных породы. Цветные минералы в гранито-гнейсах представлены биотитом, иногда с амфиболом, в чарнокито-гнейсах – ортопироксеном часто с биотитом, иногда с амфиболом. В них всегда два полевых шпата и кварц. По соотношениям суммы щелочей и SiO_2 они относятся как к субщелочному, так и нормальному ряду. $K_2O : Na_2O$ варьирует от почти 1 : 1 (редко) до 3:1.

Три анализа гнейсов отвечают по химическому составу кварцевым сиенитам, характеризуясь несколько большей меланократовостью, чем гранито- и чарнокито-гнейсы. Цветными минералами выступают амфибол и биотит, или – один-два пироксена и биотит. Как минеральный, так и химические составы весьма близки к чарнокито- и гранито-гнейсам. В сиенито-гнейсах несколько больше FeO_T , TiO_2 , MgO , CaO , P_2O_5 , Al_2O_3 , Sr, Ba, Zr, Y, Nb и меньше Rb, U, Th [143].

Изотопные датировки чарнокитов из усть-иджеского массива по циркону U-Pb катодо-люминисцентным методом показывают возраст 1916 ± 10 Ma, по породе Rb-Sr методом – 1770 ± 130 Ma [163].

Скальный гипабиссальный комплекс диоритовый (δPR^1_{2sk}) выделен А. Г. Лихомановым в 1970 г. Петротип комплекса находится на р. Алдан в 5–15 км ниже Томмота, в междуречье Алдана и Ыллымаха [163]. Область развития – Унгра-Десовская площадь Иенгрского района.

В скальный комплекс объединены микродиориты, в виде даек прорывающие все образования фундамента и метаморфизованные в амфиболитовой фации. Дайки, как правило, крутопадающие, контуры их прямолинейные или слабоволнистые, иногда с апофизами и расщеплением окончаний; контакты с рамой чёткие, 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.

Минеральный состав: кварц, плагиоклаз (андезин в порфиритовых выделениях, олигоклаз-андезин в тонкозернистой массе), калишпат, роговая обманка, биотит, иногда может присутствовать реликтовый клинопироксен (авгит); акцессорные минералы наблюдаются в повышенных количествах: магнетит, титаномагнетит и ильменит, апатит, сфен, циркон. Большая часть метадiorитов под микроскопом обнаруживает сочетание линзовидных порфи-

робластов полевых шпатов и тонкогранулированной струйчато-волокнистой основной полевошпатовой массы с веретёнообразными обособлениями кварца, темноцветных минералов (в основном, биотита) и магнетита, что характерно для бластомилонитов. Бластомилонитизация происходила в условиях амфиболитовой фации и сопровождалась на отдельных участках калишпатизацией метадиоритов и возникновением вдоль расланцованных экзоконтактов даек оторочек кварц-полевошпатовых пород, иногда с пегматоидной структурой, мощностью от первых см, изредка доходя до нескольких метров.

Химический состав отмечается 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 1940 ± 50 Ма, не противоречащие геологическим наблюдениям.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ (РИФЕЙСКИЕ) МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Сиваглинский гипабиссальный комплекс габбродолеритовый ($v\beta RF_2s$) выделен Э. Л. Магнушевским в 1981 году в долине р. Сивагли, левого притока р. Идюм, лист О-52-XXXVI [163]. Долериты, габбро-долериты сиваглинского комплекса развиты по всей территории Алданского щита, прорывая пород архея и учурской серии верхнего протерозоя. На их позднепротерозойский возраст указывает наличие силлов и даек долеритов в отложениях гонамской и омахтинской свит и отсутствие их в вышезалегающих свитах верхнего протерозоя.

Простираение даек и дайковых роев в основном северо-западное и северо-восточное с крутыми ($60-90^\circ$) углами падения в архейских породах и почти горизонтальным залеганием в отложениях чехла.

Мощности даек изменяются от нескольких сантиметров до 70 м, протяженность от 10–15 до 30 км. Маломощные тела, как правило, однородны и сложены долеритами, кварцевыми долеритами. Мощные имеют зональное строение: витродолерит–долерит–габбро-долерит. Состав пород везде одинаков: лабрадор-андезин, авгит, редко гиперстен, ильменит, магнетит, кварц и ортоклаз – в кварцевых долеритах. Структура пород диабазовая, офитовая, долеритовая, порфировая, микродолеритовая.

Согласно данным полученным К-Аг методом возраст долеритов сиваглинского комплекса составляет 1204 ± 20 Ма, что соответствует среднему рифею [163].

Арбарастахский плутонический комплекс пироксенитовый с карбонатитами (vRF_3ar) как самостоятельный комплекс ранее не выделялся.

Пироксениты, пикриты, карбонатиты арбарастахского комплекса слагают петротипический Арбарастахский массив в верховьях р. Арбарастах – левого

притока р. Идюм. Массив приурочен к краевой части Идюмо-Хайканского сводового поднятия, вблизи его границы с Учуро-Алданским прогибом. Породы рамы представлены архейскими метаморфитами, которые перекрыты терригенно-осадочным и карбонатно-осадочным платформенным чехлом рифея-нижнего кембрия.

Массив имеет концентрически-зональное строение. Его ядро имеет в плане эллипсовидную форму с размерами 6,7х5,3 км, оно представлено штокообразным телом клинопироксенитов, преобразованных в апопироксеновые породы, среди которых встречаются ксенолиты оливинитов – самых древних пород массива. Контакты штока удалены на 0,5–1,2 км от кольцевого разлома. Между телом клинопироксенитов и кольцевым разломом расположена зона фенитов по породам сиенитового состава и интенсивно фенитизированных гнейсов и кристаллических сланцев обрамления. Ширина ореола фенитизации варьирует от 0,2 до 1,5 км.

Пироксениты и слюдистые пироксениты – неравномернотекстурированные (от 1–2 мм до 10–12 см), грубоотрищиватые. Состав определяется вариациями главных минералов эгирин-диопсида и флогопита, иногда гидратизированного. Второстепенные – апатит (3–10%), титаномагнетит; вторичные – роговая обманка, актинолит, тремолит, арфведсонит, гастингсит (по пироксену); акцессорные – сфен (от 0 до 10%), очень редко перовскит и пирохлор. В центральной части массива отмечены малые участки, сложенные верлитовыми (оливин, авгит с очень малыми примесями апатита и титаномагнетита) с вторичными серпентином, иддингситом и сингенетичным главным минералом – флогопитом. Структуры гранобластовые, в местах развития сульфидов – сидеронитовая.

Концентрически-зональное строение массива подчеркивается многочисленными кольцевыми, полукольцевыми и дугообразными жильными телами рудных карбонатитов и камафоритов (кальцит-apatит-магнетит-форстеритовых метасоматитов).

Породы карбонатной серии составляют 20% объема массива. Среди них различаются ранние карбонатиты, образующие зоны карбонатизации среди силикатных пород, камафориты, слагающие в ядерной части массива тело сложной формы, и поздние карбонатиты локализованные во внутренних частях массива в виде крупных жильных тел. Самыми молодыми являются доломитовые и анкеритовые карбонатиты, формирующие маломощные прожилки. Жильные тела щелочных пикритов, кимберлитоподобных пород которые встречаются в ядерной и юго-восточной частях массива, синхронны с доломитовыми и анкеритовыми карбонатитами. Размеры карбонатитовых тел варьируют в широких пределах от первых дециметров до первых сотен метров по мощности и 5–6 км по простиранию.

Кальцитовые, пироксен-кальцитовые, биотит-кальцитовые карбонатиты – слагают около 50 крупных и многочисленных мелкие тела, подчиняющиеся в своем залегании общему концентрически-зональному строению массива. По морфологии выделяются два типа тел: 1) простые, выдержанные пластообразные залежи, иногда расщепляющиеся на концах на две-три ветви, с редкими раздувами или пережимами; 2) сложные залежи с резко меняющимися мощностями, ответвлениями. Оба типа вмещают линзовидные или пластооб-

разные обособления пироксенитов, фенитов. Маломощные тела и жилы не имеют определенной ориентировки. Карбонатиты пространственно тяготеют к ядру массива и менее развиты в зоне фенитизации. Контакты пироксенитов с кальцитовыми карбонатитами четкие ровные резкие; в последних возникают зоны, обогащенные магнетитом и слюдой.

Среди карбонатитов доминируют кальцитовые разновидности. Они состоят из кальцита (45–95 %), магнетита гематитизированного (1–30%), фторапатита (20–30 %). Очень редки зерна оливина с вторичными серпентином и иддингситом. Пироксен-кальцитовые карбонатиты представлены на западной периферии массива пироксенитов, в виде тела длиной 2 км и площадью 0,4 км², вытянутого в северо-западном направлении. Биотит-кальцитовые карбонатиты установлены в северной части ореола фенитизированных пород.

Клинопироксениты и апоклинопироксеновые метасоматиты прорываются дайками, жилами пулакситов, гедрумитов, канкринитовых сиенитов, кварцосодержащих нордмаркитов, альбититов, тингуаитов, сельвсбергитов и пикритовых порфиритов, имеющих мощность от 1 до 50 м при длине от десятков до 1000 м.

Наиболее интересные пикритовые порфириты обычно присутствуют в виде серий прерывисто-линзовидных жилок с линзами длиной 10–20 см или слагают дайки мощностью до 70 см и длиной 10–20 м. А. Г. Харченков и А. П. Славущий называют их кимберлитами. Их состав: вкрапленники – оливин (до 50%), флогопит (20%), кальцит; основная масса – карбонат (до 20%), магнетит (10%), слюда. Контакты даек и мелких тел завершающей фазы с вмещающими породами четко секущие, прямые, иногда слегка извилистые. На контактах щелочных сиенитов с пироксенитами в зальбандах проявлена альбитизация, а с карбонатитами и фенитами – амфиболизация. При внедрении пикритовых порфиритов не возникает ни эндо-, ни экзоконтактовых изменений.

Абсолютный возраст камафоритов и рудных карбонатитов определен уран-свинцовым методом по гаттчетолиту В. А. Тугариновым в 650 Ма, по биотиту – 609 Ма.

А. Р. Энтиным с соавторами на основании определений калий-аргоновым, рубидий-стронциевым и изотопно-свинцовыми методами по флогопиту и апатиту возраст наиболее ранних фаз Арбарастахского массива принимается не моложе 700 Ма, а завершающих событий – не древнее 540 Ма; в целом период становления массива охватывает 160 млн лет (Энтин и др., 1987). Изохронным уран-свинцовым методом возраст редкометаллического оруденения определен в 761 Ма, торий-свинцовым – 797 Ма (Горошко и др., 1994).

По данным авторов, поученным в результате изотопных исследований цирконов из клинопироксенитов, отобранных в центральной части Арбарастахского массива на SRIMP II, изученные цирконы имеют магматический генезис, по форме выделения и низкому содержанию урана они характерны для пород основного состава. Определенный конкордантный изотопный возраст магматической кристаллизации клинопироксенитов составил $630,5 \pm 5,7$ Ма, что соответствует позднему рифею.

Возраст карбонатитов, полученный тем же методом составляет $116,6 \pm 1,3$ Ма, по петрографическим данным никаких метасоматических изменений в

порode не было выявлено, анализ катодоллюминесцентных изображений цирконов это подтверждает. В связи с этим, имеется предположение, что в массиве существуют тела карбонатитов мелового возраста.

ФАНЕРОЗОЙ

ПАЛЕОЗОЙ

ДЕВОНСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Чаро-синский гипабиссальный комплекс трахидолеритовый ($\tau\beta D\check{c}s$) впервые выявлен В. Л. Масайтисом и М. В. Михайловым в 1965 г. Петропическая местность – среднее течение р. Лена от устья р. Чара до устья р. Синяя [163].

Чаро-синский комплекс представлен только на северо-западе листа группой габброидов оливин-авгитовых и авгитовых со многими петрографическими разновидностями – долериты, трахидолериты, габбро, конготрахидолериты, монцогаббро, входящих в систему роев даек мощных, протяженных (мощность до 150 м, длина до 30 км. Дайки имеют северо-восточную ориентировку и крутые углы падения. Образования комплекса прорывают все раннепалеозойские породы. Контакты даек с вмещающими породами преимущественно ровные. Хорошо распознаются зоны закалки и ореолы контактового метаморфизма шириной до 5 м. Дифференциация интрузий слабая либо умеренная за счет появления в центральных частях тел полнокристаллического габбро, а с внешних сторон интрузий долеритов порфирировых либо афанитовых и такситовых.

Породы комплекса являются титанисто-фосфористыми, относятся к натриевой умеренно щелочной петрохимической группе.

Несмотря на большой разброс К-Аг значений возраста (256–460 Ма), большинство исследователей по геологическим данным считают эти породы девонскими [46].

МЕЗОЗОЙ

ПОЗДНЕЮРСКИЕ – РАННЕМЕЛОВЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Мукундинский плутонический комплекс гранодиорит-монцонитовый ($q\mu J_3-K_1m$) выделил Э. Л. Магнушевский в 1976 г. на р. Мукунда левом притоке Алгамы, лист О-52-XXXIV. Породы комплекса имеют развитие в пределах Южно-Алданской СФЗ Алданского щита [152]. Петропипы комплекса расположены в пределах Мукундинского и Мелемкёнского массивов (лист О-52-XXXIV), которые являются наиболее крупными (40–80 км²) интрузиями, сформированными породами комплекса.

Чаще всего образования комплекса формируют силлы (до 300 м) или гарполиты, воронкообразные тела, дайки, залегающие как в карбонатных породах венда-нижнего кембрия или в кристаллическом фундаменте, так и среди мезозойских терригенных отложений Южно-Якутского прогиба.

Комплекс представлен породами от гранитов (нормальщелочных монцогранитов) до габбродиоритов (или монцодиоритов).

По данным Е. П. Максимова и В. И. Уютова, обобщивших результаты собственных исследований и поисковых работ, проведенных в районе в 1980–85 гг., преобладающими в составе комплекса являются породы первой фазы ($qJ_3-K_1m_1$), представленные преимущественно кварцевыми монцодиорит-порфирами и гранит-порфирами, реже гранодиорит-порфирами, порфировидными гранодиоритами, монцодиорит-порфирами, диорит-порфирами.

Породы второй фазы мукундинского комплекса ($qJ_3-K_1m_2$), главным образом, кварцевые монцодиориты и лейкомонцодиориты, слагают периферическую зону Нингамского плутона. Э. Л. Магнушевский, описавший эти образования в составе диорит-монцонитовой ассоциации: диориты, монцодиориты, монцониты, гранодиориты, граносиениты, габбродиориты, рассматривал их как самые поздние образования Нингамского плутона.

Комплекс представлен породами от гранитов (нормальщелочных монцогранитов) до габбродиоритов (или монцодиоритов).

Отличительной чертой всех пород мукундинского комплекса является наличие отрицательной самариевой, танталовой и титановой аномалий и положительных аномалий по рубидию и лантану, а также практически полное отсутствие европиевой аномалии.

Наблюдается тенденция повышения содержания тяжелых редких земель в составе пород комплекса по мере увеличения их основности. Соотношение легких редкоземельных элементов к тяжелым, составляет $La/Yb=48,4$ в гранитах, и $La/Yb=14,5$ в габбродиоритах.

Конфигурация линии редкоземельного спектра на мультиэлементной диаграмме с выраженными Nb и Ta минимумами и отчетливыми максимумами в распределении флюидомобильных литофильных элементов (Ba, K и Pb), характерна для магм островодужных геодинамических обстановок, в процессе магнообразования которых принимали участие надсубдукционные флюиды.

Металлогеническая специализация представлена в комплексе слабо, выражена в повышенном содержании стронция в 2–4 раза превышающего кларк, свинца в 1,5–2,5 раза, иттербия в 2–4 раза, в отдельных образцах фиксируется повышенное содержание урана в 4 раза превышающее кларк.

В результате геохронологических исследований цирконов (11 проб), отобранных из из всего спектра пород, слагающих Чайдахский и Ломамский массивы U-Pb методом на SHRIMP-II установлен возраст кристаллизации магматического расплава в интервале от 116 до 134 Ма с преобладанием значений (118–122 Ма). Цирконы преимущественно имеют тонкую магматическую зональность и секториальность. Надежное разделение комплекса на фазы по возрастным и геохимическим критериям представляется затруднительным. Единственное геохимическое отличие заключается в том, что порфировые разности имеют аномалию Ta на порядок меньшей глубины, отно-

сительно равномернозернистых пород, а порфировые разности характеризуются пониженным содержанием стронция в породе.

Алданский комплекс монцонит-сиенитовый ($\mu\xi J_3-K_1a$) распространен на территории Чаро-Алданской СФЗ Алданского щита, его интрузии преимущественно сосредоточены в Центрально-Алданском и Джелтулинском плутонических районах.

Алданский монцонит-сиенитовый комплекс представлен сиенитами, щелочными сиенитами, монцонитами, кварцевыми монцонитами и монцодиоритами, 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, сосредотачиваясь в пределах относительно крупных ($20-100 \text{ км}^2$) 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 взаимоотношений интрузивов комплекса это позволяет выделить у комплекса следующие фазы.

Первая фаза ($\mu d J_3-K_1a_1$) представлена крупными объемами в полифазных массивах из монцодиоритов, кварцевых монцодиоритов, кварцевых и эгирин-авгитовых сиенит-порфиров. Вкрапленники в порфировых разностях составляют до 50% объема породы. Порфировидный, средне-мелкозернистый монцодиорит состоит из вкрапленников калиевого полевого шпата, пироксена, и иногда плагиоклаза. Основная масса – калиевый полевой шпат-ортоклаз, эгирин-авгит, биотит, иногда встречаются плагиоклаз и кварц. Вторичные минералы – карбонат по пироксену, альбит по калиевому полевому шпату. По основной массе развивается серицит. По петрохимическим параметрам породы комплекса принадлежат к высокоглиноземистые, средним плутоническим породам умереннощелочного ряда, калиево-натрового типа щелочности.

Вторая фаза (ξK_1a_2) включает 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 замещается карбонатом, авгит замещается эгирином по каемке зерен, калиевый полевой шпат – ортоклаз. Аксессуары представлены сфеном и цирконом. По петрохимическим параметрам породы второй фазы комплекса высокоглиноземистые, относятся к средним плутоническим породам умереннощелочного и щелочного ряда, калиево-натрового типа щелочности.

Третья фаза ($E\gamma K_1a_3$) представлена более мелкими по размерам телами, часто дайками по составу монцогранитами и щелочными гранитами. Гранит-порфиры – светлые, мелкозернистые, порфировые породы, средне-крупнозернистые, основная масса представлена калиевым полевым шпатом –

ортоклазом, кварцем, плагиоклазом, щелочным амфиболом и мусковитом. Вкрапленники состоят из калиевого полевого шпата и кварца. 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 ряда, калиево-натрового типа щелочности.

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 возраста – 132 ± 2 Ма (N=8, СКВО=0.040) для сиенитов. Rb-Sr метод для сиенитов этой же фазы показал возраст в 143 ± 9 Ма (СКВО= 0,20). Результаты изотопного U-Pb датирования цирконов из пород 2-й фазы комплекса показали конкордантные возраста – $133 \pm 1,6$ Ма (N=14, СКВО=0.069) из кварцевых монцодиоритов.

Куранахский комплекс ($m\chi K_1kr$) выделен Е. П. Максимовым на водоразделе рек Селигдар-Якокит в их нижнем течении, где породы комплекса образуют многочисленные дайки [163]. На площади листа нижекуранахский комплекс объединяет дайки минетт и вогезитов.

Минетты образуют маломощные (как правило, первые метры), но часто протяженные (до 10 км) дайки субмеридионального простирания. Макроскопически это темно-серые, а в выветрелом состоянии буроватые порфиновые породы, состоящие из вкрапленников биотита и основной массы. Основная масса состоит из лейст калишпата и имеет трахитовую, микролитовую, иногда бостонитовую структуру.

Вогезиты формируют ряд даек северо-восточного простирания протяженностью до 2 км при мощности до 80 м. Визуально это коричневато-серые, серые породы порфирового сложения с ярко выраженной лампрофировой структурой. Во вкрапленниках 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 Ма.

Тобукский комплекс ($T\omega K_1t$) впервые выделяется Е. П. Максимовым в бассейне р. Тобук и р. Хатыстыр, нижние течения р. р. Селигдар и Якокит (прав. притоки Алдана), лист О-51-ХП [163].

В Тобукский комплекс объединены малообъемные магмопроявления (главным образом диатремы, дайки, редко силлы), представленные вулканокластическими брекчиями или массивными субвулканическими и гипабиссальными породами преимущественно состава щелочных калиевых базальтоидов (в подавляющем числе бесплагиоклазовых) и пикритоидов, а также дайками щелочных трахитов.

K-Ar возраст пород тобукского комплекса (по флогопиту) характеризуется существенным разбросом датировок – от 170 до 124 Ма, что объясняется присутствием в породах двух разновидностей, одна из которых считается ксеногенной, попавшей в лампроитовый расплав из более древнего мезозойского материала. Абсолютный возраст флогопита из эксплозивных брекчий

щелочных базальтоидов трубки Рябиновой по данным К-Аг метода составляет 137 ± 6 Ма.

Кет-Капский комплекс монцодиоритовый (μK_1kk) впервые интрузивные образования среднего субщелочного состава, распространенные в Кет-Капском вулcano-плутоническом районе, в качестве одноименного комплекса были вычленены из алданского комплекса Е. П. Миронюком и Э. Л. Магнусhevским [163]. Петротипическими являются Юртовский, Буорсалинский, Буорский интрузивы (О-53).

Кет-капский комплекс сформировался в четыре фазы внедрения, что установлено на основании наблюдавшихся эруптивных взаимоотношений пород в основном в Буорсалинском, Оннеинском и Даньском интрузивах. Его породы слагают в основном пластообразные тела – силлы, лакколиты, в меньшей степени – штоки и дайки, локализованные в толщах рифея, венда и кембрия и образующие изометричные в плане купольные структуры. Последние состоят из многоэтажного «переслаивания» силлообразных интрузивных тел мощностью 50–60 м, иногда до 130–250 м, с вмещающими породами. Отнесение же конкретного тела к той или иной фазе в большей степени условно и проведено по преобладающей разновидности пород, характерной для соответствующей фазы, в которой имеют место и фациальные взаимоотношения.

Первая фаза (μK_1kk_1) – монцодиориты, монцониты, сиениты; монцонит-порфиры. Эти породы наиболее широко распространены в осевой части хребта Кет-Кап, на право- и левобережье р. Учур и в верховье р. Лата, где слагают гипабиссальные пластовые тела в нижних этажах интрузивов, реже небольшие (8–20 км²) самостоятельные штоки и силлы.

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

Вторая фаза ($q\mu K_1kk_2$) – кварцевые монцодиориты, кварцевые монцониты, кварцевые монцонит-порфиры, гранодиорит-порфиры наиболее распространены в составе комплекса. Они слагают в основном субпластовые тела, силлы и лакколиты в средней части практически всех многоярусных интрузивов – Буорском, Буорсалинском, Юньском, Томптоканском, Даньском, Об-

лачном и др., редко – небольшие штоки и самостоятельные силлы. Мощность силлообразных тел колеблется от первых метров до 200–250 м, протяженность их достигает 8–10 км. Иногда встречаются дайки. Некоторые из них прорывают породы первой фазы.

Структура пород второй фазы преимущественно мелкозернистая порфировая и порфировидная с гипидиоморфнозернистой, монцонитовой, микропегматитовой и микропризматическизернистой структурами основной массы. Текстура их часто пятнистая, обусловленная неравномерным ступковым распределением темноцветных минералов. В центральных частях наиболее мощных лакколитов отмечаются лучше раскристаллизованные (среднезернистые порфировидные) разности. В штокообразном Облачном массиве кварцевые монцониты имеют крупно-среднезернистую структуру и фациальные переходы к кварцевым монцонитам. Вкрапленники представлены плагиоклазом, реже калишпатом, роговой обманкой, биотитом и авгитом. В кварцевых монцонитах основная масса состоит из резко идиоморфных кристаллов плагиоклаза, калишпатового базиса с неравномерно распределенными пойкилитовыми вростками биотита, авгита и роговой обманки и участками микропегматитового срастания кварца с ортоклазом.

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

Третья фаза ($q\xi K_1 k_3$) – кварцевые сиениты, граносиениты, кварцевые сиенит-порфиры, сиенит-порфиры практически не представлены на территории листа.

Породы третьей фазы связаны между собой постепенными взаимопереходами без каких-либо закономерностей. В центральных частях тел они имеют более крупнозернистую порфировидную структуру, в периферических – порфировую с мелкозернистой основной массой. Преобладающей разновидностью являются светло-серые розоватые кварцевые сиениты и их порфировые разности с пойкилитовой и монцонитовой структурой основной массы. Они сложены олигоклазом, ортоклазом, кварцем, которые в основной массе находятся в сростках с калишпатом, роговой обманкой и биотитом; иногда отмечаются единичные зерна пироксена. В граносиенитах количество кварца увеличивается, а калишпат и плагиоклаз находятся в почти равных соотношениях.

Четвертая фаза ($\xi\gamma K_1 k k_4$) – субщелочные граниты и субщелочные лейкограниты – наименее распространенные породы в составе комплекса. Они слагают несколько штоков (в основном не выражающихся в масштабе карты), немногочисленные малые силлы, дайки и прожилки. Дайками и жилами прорваны породы всех ранних фаз комплекса.

Субщелочные граниты – почти белые или светло-серые массивные мелко- и мелкозернистые породы с очень редкими мелкими вкрапленниками поле-

вых шпатов. Сложены они калишпатом, кварцем, биотитом, плагиоклазом. В субщелочных лейкогранитах количество кварца возрастает.

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

Раннемеловой возраст кет-капского комплекса принимается на основании данных об интрузивном взаимоотношении его даек с вулканитами позднеюрской–раннемеловой бокурской серии и определений К-Аг возраста его пород по биотиту (8 определений), соответствующих интервалу 128–109 Ма [65]. Полученные авторами данные изотопного U-Pb датирования цирконов в $123,3 \pm 4,4$ и 121 ± 2 Ма подтверждают этот возраст.

Дайки ручья Арбарастах ($\text{ф}^{\xi}\text{K}_1$) выделены авторами впервые на территории листа О-52-XXXVI. Пироксениты Арбарастахского массива прорваны многочисленными дайками, жилами, телами (мощностью от 1 до 50 м при длине от десятков до 1000 м) пулакситов, гедрумитов, канкринитовых сиенитов, кварцсодержащих нордмаркитов, альбититов, тингуаитов, сельвебергитов и пикритовых порфиритов. В ходе работ по составлению карты третьего поколения дайковые тела обнаружены и за пределами массива. Дайковые тела, мощностью 40–70 см, и длиной в первые километры, обнаружены на удалении в 4–6 километров от массива Арбарастах. Породы, их слагающие, представляют собой щелочно-амфибол – флогопит-карбонатные кластолавы, состоящие из щелочного амфибола – 30%, флогопита – 20–30%, карбонат – 30%. Обломки захваченных при внедрении пород представлены сиенитами, плагиоклазитами, кварцитами, обломками карбонатов, пседооктантными обломками пород, обломками щелочных амфиболов, плагиоклазов и составляют 5–10% породы. В основной массе видны следы течения. Акцессорные минералы представлены большим количеством апатита и сфена.

Контакты даек и мелких тел с вмещающими породами четко секущие, прямые, иногда слегка извилистые. На контактах щелочных сиенитов с пироксенитами в зальбандах проявлена альбитизация, а с карбонатитами и фенитами – амфиболизация. При внедрении пикритовых порфиритов не возникает ни эндо-, ни экзоконтактовых изменений.

Проведенные изотопные исследования U-Pb методом на ионном зонде SHRIMP-II показали возраст становления описываемых даек в $120,8 \pm 1,2$ Ма, а возраст сопровождавших их гидротермальных преобразований $116,6 \pm 1,3$ Ма.

Карабуранский гипабиссальный комплекс монцодиорит-гранодиоритовый (μdK_1kb) выделен Е. П. Миронюком в 1970 г. вдоль северных отрогов хр. Становой на правом берегу р.Алдан, лист О-51-XXXVI [163]. Породы комплекса имеют развитие на территории Южно-Алданской СФЗ Алданского щита.

Комплекс представлен мелкими (не более 15 км^2) штоками, бисмалитами, дайками, прорывающими породы докембрийского фундамента, деформированные юрские отложения и раннемеловые породы нагорнинской свиты. Несмотря на небольшие размеры, большинство плутонов являются не только сложными многофазными, но и многократными с элементами расслоенности. Несмотря на значительную самостоятельность формирования конкретные

плутонов, общую схему последовательности их внедрения можно представить в таком виде: первая фаза – габбро, габбро-нориты, в т. ч. лейкократовые, ортоклазовые и оливиновые, диориты, монцодиориты; вторая фаза – монцониты, монцодиориты 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. Комплекс сопровождается многочисленными жилами, иногда штокверками кварц-сульфидными (с золотом, молибденитом, галенитом), а также прожилками сульфидно-киноварными, реже реальгар-аурипигментовыми. Связь последних с карабуранским комплексом сомнительна.

Комплекс относится к субщелочной калиево-натриевой петрохимической серии с надкларковым содержанием молибдена, никеля, галлия. Калиево-аргоновый возраст комплекса составляет 127–107 Ма.

3. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Разновозрастные метаморфические образования на территории листа составляют обширные области (рис. 3.1), сформировавшиеся в течение докембрийских и фанерозойских этапов геологического развития в обстановках регионального, динамотермального, локального дислокационного и контактового метаморфизма.

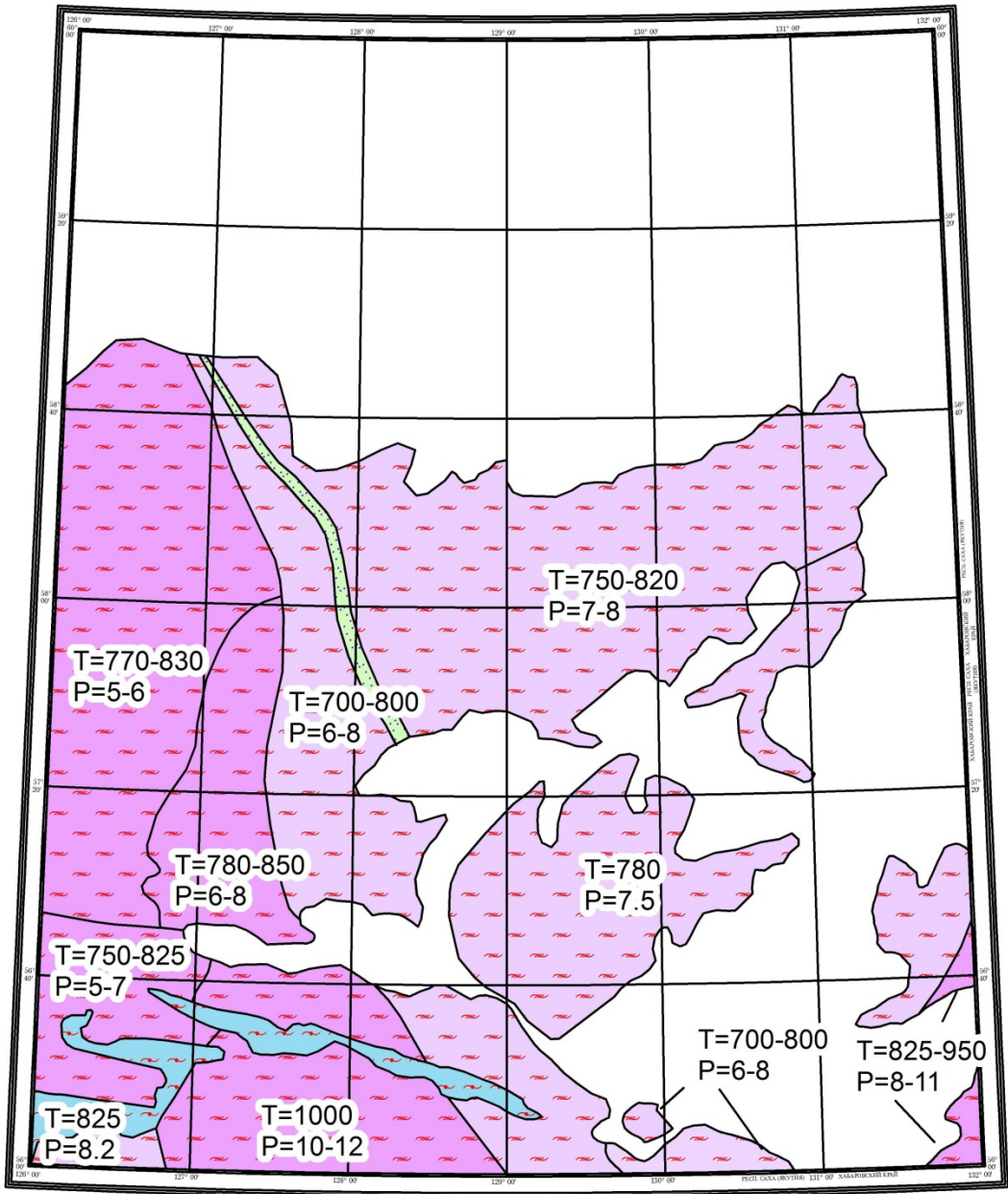
Условия регионального метаморфизма в которых были преобразованы конкретные докембрийские образования указаны в главах Стратиграфия и Магматизм.

Региональный метаморфизм

Региональный метаморфизм в пределах рассматриваемой территории проявлен в виде двух этапов прогрессивного метаморфизма в раннем и позднем архее.

Раннеархейский метаморфизм гранулитовой фации проявлен как прогрессивный однородный с образованием кристаллических сланцев и плагиогнейсов существенно гиперстеновых с биотитом и глиноземистыми минералами, реже двупироксеновых с роговой обманкой, представленных в Иенгском структурном районе, на Тангракской и Тырканской площадях.

Иенгский район включает в себя четыре площади: Нимнырскую, Мелемкенскую, Иджекскую, Сутамскую.



0 25 50km

Условные обозначения:



Рис. 3.1 Схема районирования фаций метаморфизма. Масштаб 1 : 2 500 000.

В пределах Нимнырской площади метаморфиты гранулитовой фации развиты наиболее широко. Метаморфизм пород соответствует трем субфациям гранулитовой фации [107] – кордиерит-гиперстен-ортоклазовой, биотит-гиперстен-ортоклазовой, биотит-силлиманит-ортоклазовой области умеренных давлений. РТ-параметры варьируют в интервале 780–830°C; 5–6 кБар.

На Иджекской площади условия метаморфизма пород бурпалинской серии соответствовали пограничным условиям между биотит-кордиерит-гранат-ортоклазовой и гиперстен-кордиерит-гранат-ортоклазовой субфациями гранулитовой фации (Т=780–850°C, Р=6–8 кБар).

Породы гидатской серии, слагающие Сутамскую площадь, метаморфизованы в наиболее высокотемпературных и глубинных условиях гранулитовой фации.

По минеральным ассоциациям устанавливается гиперстен-силлиманит-сапфирин-кварцевая субфация гранулитовой фации метаморфизма (Т=1000°C, Р=10–12 кБар).

Породы иенгрской серии на Мелемкенской 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 – 750–825°C, 5–7 кБар.

В *Тимптоно-Учурском районе* метаморфизм раннеархейского этапа претерпели образования тырканской серии. Для них характерны высокотемпературные парагенезисы минералов. По особенностям состава породы тырканской серии сопоставимы с образованиями гидатской толщи (Т=825–950°C, Р=8–11 кБар).

В *Южно-Алданском районе* образования, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, представлены тангракской серией. Для них типичными являются ассоциации гиперстеновых (\pm биотит, гранат, амфибол), двупироксеновых (\pm гранат, амфибол) и гранат-биотитовых плагиогнейсов, содержащих прослои двупироксеновых (\pm амфибол) основных кристаллосланцев и линзы эклогитов и магнетитовых кварцитов. Здесь сохранились высокобарические минеральные парагенезисы. Установлено, что давление в пике метаморфизма при температуре 825°C не превышало 8,2 кБар.

В позднеархейское время условия для прохождения метаморфических процессов на территории листа возникали неоднократно.

Позднеархейский метаморфизм гранулитовой фации проявлен в восточной части Алданской гранулит-гнейсовой области – Тимптоно-Учурском районе. Образования района метаморфизованы в низкотемпературной области гранулитовой фации повышенных давлений, что позволило В. И. Кицулу еще в 1971 г. эту часть щита выделить в качестве Восточной метаморфической зоны [76,77].

Условия метаморфизма пород детально изучены В. Л. Дуком, В. И. Кицулом и др. [64]. В гнейсах, гранулитах и эндербитах распространены следующие минеральные ассоциации: силлиманит+кордиерит+гранат+биотит+плагиоклаз+калиевый полевой шпат+кварц, кордиерит+гранат+биотит+плагиоклаз+калиевый полевой шпат+кварц, сил-

лимани́т+биотит+гранат+плаггиоклаз+калиевый полевой шпат+кварц. В кристаллических сланцах и амфиболитах: гранат+ортопироксен+клинопироксен+амфибол+плаггиоклаз, ортопироксен+клинопироксен+амфибол+плаггиоклаз, ортопироксен+клинопироксен+биотит+плаггиоклаз+кварц. В известково-силикатных породах – карбонат+форстерит+диопсид+флогопит, карбонат+доломит+форстерит+ флогопит+шпинель. Степень метаморфизма отвечает переходным условиям от биотит-силлиманит-ортоклазовой к гранат-кордиерит-ортоклазовой субфациям гранулитовой фации повышенных давлений ($T=750-820^{\circ}\text{C}$, $P=7-8$ кБар).

Часть вулканических пород основного состава, подвергшихся гранулитовому метаморфизму, объединены в *ортосланцы ультраосновного и основного состава нерасчленённые*. Их описание, считающееся стратотипическим, сделал Е. П. Максимов в 1982 г. на правом берегу р. Тимптон (листы О-52-XIV, -XXI). Ортосланцы ультраосновного и основного состава нерасчленённые распространены на Нимнырской площади Иенгрского района и Тангракской Южно-Алданского района, по составу – это ортосланцы ультраосновного и основного составов, метаморфизованные дуниты, перидотиты, пироксениты, габбро.

Они представлены как мелкими дайкообразными телами мощностью не более первых десятков метров (обычно 10–30 м 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 метаперидотит-габбровой раннеархейской формации, к нормальному ряду и натриевой, калиево-натриевой петрохимическим сериям [7].

По литературным данным минимальный возраст основных и ультраосновных ортосланцев рч. Холодникан, определенный термоионным методом по циркону разных генераций из метагаббро Холодниканского массива, лист О-51-XXXV, составил 2554 ± 50 Ма [163].

Позднеархейский метаморфизм амфиболитовой фации проявился как регрессивный по отношению к гранитоидно-метаморфическим образованиям, метаморфизованным в условиях гранулитовой фации. Он отвечает амфиболитовой фации высокотемпературной субфации с постоянным развитием в них безмусковитовых парагенезисов новообразованных.

Раннепротерозойский метаморфизм на территории листа не имеет четкой проявленности. Достоверно можно лишь утверждать, что породы унгринского комплекса регионально метаморфизованы в высокоградиентной амфиболитовой фации и смяты в складки вместе с вмещающими породами.

Верхний возрастной предел регионального 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 Ма.

Мезозойский этап регионального метаморфизма связан с системой впадин Южно-Якутского прогиба. Впадины и грабены выполнены венд-

кембрийскими карбонатными отложениями и терригенными отложениями юры и мела.

Региональный метаморфизм в пределах данной системы впадин связан со степенью дислоцированности пород. На территории листа осадочные отложения метаморфизованы в низких степенях фации зеленых сланцев, что выражается в хлоритизации и реже эпидотизации цемента песчаников. Пелитовые породы изменены в серицитовые филлиты. Все это свидетельствует о преобразовании юрских осадков в условиях фации зеленых сланцев [42]. Данных о степени метаморфизма отложений Токинской впадины не имеется.

Ультраметаморфизм

Процессам ультраметаморфизма подвержены все породы, преобразованные в гранулитовой фации. Результатом данного процесса является образование послойных мигматитов с составом, зависящим от субстрата: в кристаллических сланцах и гнейсах основного и среднего составов сначала формируются эндрбиты, сменяющиеся чарнокитами, в породах кислого состава – сразу чарнокиты. Выделяются несколько этапов ультраметаморфизма, каждый из которых связан с внедрением гранитных комплексов.

Первый этап связан с внедрением древнеалданского комплекса с последующей мигматизацией образований тырканской, верхнеалданской, иенгрской и бурпалинской серий.

Второй этап ультраметаморфизма проявлен в виде мигматизации образований тырканской серии в связи с внедрением нюкелинского комплекса, а пород чагдинской и нингамской серий – эндрбитов и чарнокитов хребта Суннагин.

К третьему этапу приурочена мигматизация кристаллических образований в пределах Джелтулинской, Суннагинской, Гонамской и Идюмской площадей, что связано с внедрением пород идюмского комплекса.

Диафторез и дислокационный метаморфизм

Процессы *регрессивного метаморфизма и динамометаморфизма* пространственно сопряжены и проявлены в областях крупных региональных разломов.

В зависимости от степени метаморфизма субстрата, в одной тектонической зоне могут наблюдаться диафториты различных фаций, включающих амфиболитовую, эпидот-амфиболитовую и зеленосланцевую.

Интенсивно проявлены данные процессы в области Тыркандинской зоны разломов, представленной серией крутопадающих разломов (Тыркандинский, Иджекский, Иджеко-Нуямский), а также с Тимптонским, Мамулайским, Гонамским и другими главнейшими разломами. Разломы трассированы зонами карандашных гранулитов, а также бластомилонитов амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций.

В полосе шириной до 6 км в области Тыркандинской зоны разломов установлена зона переработки гранулитов в основном кюриканской толщи: наложенные рассланцевания, катаклаз, милонитизация, складчатость и регрессив-

ные минеральные преобразования. Преобладают минеральные ассоциации амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Так же, на площади листа процессы регрессивного метаморфизма проявлены в пределах Тырканского блока породы тырканской и хайканской серии диафторированы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Диафторез проявлен в пределах прерывистых узких зон шириной до 15 км близширотного и северо-западного простирания. В диафторитах наблюдаются следующий парагенезис минералов: биотит+актинолит+основной плагиоклаз+клинопироксен+кварц+эпидот+кордиерит, замещающий гранат.

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 каменковского комплекса.

В палеозойское время проявления контактового метаморфизма связаны с внедрением тел чаро-синского комплекса. На контактах даек с венд-нижнекембрийскими породами образуются зоны закалки и ореолы контактового метаморфизма шириной в первые метры. В экзоконтактовых зонах вмещающие породы трещиноваты, нередко трещины выполнены кальцитом, встречаются халькопирит-кальцитовые жилы. Изменения пород выражены слабой мраморизацией.

Наиболее активные контакты с вмещающими породами дают крупные тела мезозойских диоритов, монцонитов, сиенитов, причем наибольшему метаморфизму подвергаются осадочные венд-кембрийские отложения. Так, песчано-сланцевые породы подвергаются ороговиканию и пиритизации; доломитовые известняки и известняки скарнируются или переходят в мраморы. Эндоконтактовые изменения интрузивных тел выражаются в сильной серицитизации, хлоритизации и эпидотизации.

Зоны контактового воздействия устанавливаются наиболее часто в связи с мезозойской интрузивной деятельностью. В частности, становление магматических образований алданского монцонит-сиенитового комплекса сопровождалось интенсивными контактовыми изменениями вмещающих пород – скарнированием и мраморизацией карбонатных толщ, ороговиканием юрских песчаников. Внедрению мукундинского монцодиорит-гранодиоритового и кет-капского монцодиорит-гранодиорит-лейкогранитового комплексов сопутствовал процесс ороговикования позднепротерозойских осадочных пород и джаспероидизации и мраморизации карбонатных отложений.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Процессы региональной гидротермально-метасоматической деятельности фиксируются на всех этапах геологического развития Алданского щита. В соответствии с основными этапами геологического развития региона выделя-

ется 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 [155]. Внутри каждого ФГР наблюдается последовательный переход между формациями с постепенной сменой минеральных ассоциаций. При сопоставлении геологических образований разных ФГР контакты между даже одноименными формациями секущие.

Формационно-генетический ряд магнезиально-железисто-кальциевых и кремне-калий-натровых метасоматитов (AR_2) объединяет древнейшие на Алданском щите метасоматические образования и характеризуется последовательным чередованием во времени и пространстве петрохимических разнотипных метасоматитов – магнезиально-железисто-кальциевых и кремне-калий-натровых. Метасоматиты данного ФГР широко проявлены в пределах Нимырьской и Суннагинской площадей.

Магнезиально-железисто-кальциевые метасоматиты находятся в тесной пространственной, парагенетической связи с гранитоидами мигматит-гранитовой формации позднеархейского возраста. Структурно они приурочены к периферическим частям мигматит-плутонов, слагая линзо- и пластообразные, реже жильные тела, которые имеют мощность в первые десятки метров и прослеживаются по простираению на сотни метров. 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-плаггиоклазовыми и магнетит-амфибол-кварцевыми породами. Второстепенными минералами в них являются форстерит, энстатит, биотит, ортоклаз, паргасит; акцессорными – апатит, ильменит, пирротин, ториацит, 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 и флогопита.

Формация кремне-калий-натровых (или кварц-плаггиоклаз-ортоклазовых) метасоматитов представляют собой породы с преимущественно гранитоидным, кварц-полевошпатовым составом, типоморфным парагенезисом кварц+плаггиоклаз+ортоклаз и крупнозернистой (пегматоидной) автоморфной структурой. Парагенетически она связана с гранитоидами аляскитовой и гранитоидной формациями. Пространственно метасоматиты тяготеют к периферическим частям мигматит-плутонов и зонам долгоживущих разломов глубокого заложения. Метасоматиты слагают неправильной формы шпировидные тела, линзы и жилы, имеющие мощность до нескольких метров при протяженности в десятки и сотни метров. Границы тел метасоматитов, как правило, неровные, расплывчатые. Кварц-плаггиоклаз-ортоклазовые метасоматиты сформировались в процессе кремне-щелочного метасоматизма на заключительных стадиях архейских тектоно-магматических циклов при температуре и давлении, соответствующих режиму наиболее высоких ступеней амфибо-

литовой фации метаморфизма. С метасоматитами данной формации связаны проявления редкоземельной, урановой и уран-ториевой минерализации.

Фельдшпатолит-пропилит-эйситовый формационно-генетический ряд (AR_2-PR_1). Данный ФГР метасоматитов сформировался на этапе ранне-протерозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита и генетически связан с лейкогранитной формацией, представленной гранитоидами каменковского, идюмского, неричинского комплексов. Метасоматиты данного ФГР широко развиты в бассейнах рек Сутам, Гонам, Учур.

Фельдшпатолитовая или кварц-альбит-микроклиновья 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 апликальным частям массивов гранитов лейкократовой формации. Метасоматиты формируют линзо-, шширо- и жиллоподобные 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+спессартин) и фельдшпатолит-пропилитов. Температура образования формации, определенная по титаномангнетитовому геотермометру, составляет 400–495°C, по двуполевошпатовому – 510–530°C [154]. С данной формацией связаны проявления и пункты минерализации урановой, ториевой и уран-ториевой природы, месторождения и рудопроявления мусковита и боросиликатов.

Пропилитовая формация структурно она приурочена к зонам трещиноватости и расщеливания в архейских породах, где проявлена в сетчато-прожилковой и интерстициально-объемной формах. Отдельные жилы пропилитов маломощны и непротяженны. Пропилиты представлены преимущественно кварц-альбит-эпидот-хлоритовыми породами. Однако, в пределах Нимнырской площади устанавливаются минеральные парагенезисы пропилитов с высокой ролью калиевых минералов – мусковита, биотита, микроклина, при подчиненной роли альбита. Аксессуарные минералы – титанит, апатит, монацит, магнетит.

Образование пропилитов связано со среднетемпературным этапом эволюции раннепротерозойской гидротермальной системы, характеризовавшейся умеренной щелочностью растворов с переменной калий-натровой специализацией.

Фенит-пропилит-гумбеитовый формационно-генетический ряд (J₃-K₁)

характерен для этапа тектоно-магматической активизации центральной части Алданского щита и завершает становление алданского монзонит-сиенитового комплекса.

Фенитовая формация тяготеет к апикальным частям массивов щелочных сиенитов, а также устанавливается в их экзоконтактах. Ширина ореола фенитизированных пород обычно не превышает нескольких сотен метров. Характерными минеральными разновидностями фенитов являются рибекит-эгирин-альбитовые, кварц-эгириновые, эгирин-альбитовые и микроклин-альбитовые метасоматические породы. Второстепенные минералы представлены биотитом, эпидотом, тремолитом, арфедсонитом, эвдиалитом, лампрофилом; акцессорные – апатитом, лопаритом, рамзаитом, баститом. Для фенитов характерны бластовые структуры и нередко полосчатые текстуры, унаследованные от исходных архейских пород. Образование фенитов связывается с процессом щелочного метасоматизма под влиянием надкритического флюида при $T=600-350^{\circ}\text{C}$ 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 (Плющев и др., 1981). Фениты специализированы на торий и уран.

Пропилитовая формация тяготеет к узким, локальным тектоническим зонам, в пределах которых вещественные составляющие формации слагают жильные тела мощностью до 2–3 см альбит-эпидотового, калишпат-эпидотового состава.

Гумбеитовая формация имеет преимущественно полевошпатовый состав с типоморфным парагенезисом адуляр-карбонат-кварц и приурочены к зонам трещиноватости и брекчирования, обычно наследующие древние тектонические швы, а также к проницаемым терригенным толщам депрессионных структур, претерпевших катаклаз. 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 (Эльконский горст). В проницаемых терригенных толщах депрессионных структур метасоматиты формации слагают пласто- и линзообразные тела мощностью до ста и более метров (Ытымджинская грабен-синклиналь). Собственно гумбеиты представляют собой плотные мелкозернистые породы темно-серого цвета карбонат-кварц-ортоклазового, хлорит-кварц-ортоклазового и сульфидно-кварц-карбонатного состава. Процесс гумбеитизации характеризуется привнесом K_2O , CO_2 , S_2 и выносом SiO_2 , Na_2O , в натровых гумбеитах отмечается привнос Na_2O . Образование гумбеитов связано с низкотемпературными гидротермально-метасоматическими растворами ($T=280-380^{\circ}\text{C}$), имеющими щелочной (калиевый) характер и осуществляющими активное выщелачивание и последующее переотложение кремния, урана, молибдена, золота и др. петрогенных и рудогенных элементов, с образованием специфической рудно-геохимической зональности. Абсолютный возраст по K-Ar методу определяется по данным разных исследователей в диапазоне 138 – 160 Ма. Гумбеиты специализированы на уран, свинец, молибден, золото и серебро.

Формационно-генетический ряд кварц–плагиоклаз-ортоклазовых метасоматитов – пропилитов – гумбеитов – березитов (J₃-K₁) формировался на этапе мезозойской тектоно-магматической активизации южной части щита в пределах южной части Алданского щита и Становой складчато-надвиговой области. Генетически формации ФГР связаны со становлением лейкогранитовой и диорит-гранодиоритовой формаций (карабуранский, мукундинский 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 субмеридианального простирания и проявлена в сетчато-прожилковой и интерстициально-объемной формах. Формация представлена пропилитами существенно хлорит-эпидот-кварц-альбитового, эпидот-актинолит-микроклинового состава, а также эпидозитами и актинолититами.

Гумбеитовая формация в пределах листа проявлена 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 бассейнах рек Учур, Гыным и Гонам. Форма проявления – сетчато-прожилковая. Метасоматиты формации сложены кварцем, серицитом и пиритом, при подчиненной роли карбоната, гидрослюд и хлорита; аксессуарные минералы – молибденит, антимонит, арсенопирит. Полнопроявленные березиты, развитые по кислым породам имеют преимущественно кварц-серицитовый состав, а по средним и основным – кварц-серицит-анкеритовый.

4. ТЕКТОНИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Территория листа расположена на юго-восточной окраине Сибирской платформы, в зоне сочленения Сибирской плиты и Алданского щита.

В геологическом строении территории выделяется четыре структурных этажа. Нижний структурный этаж представляет собой жесткий кристаллический фундамент, сложенный дислоцированными архейскими метаморфитами, насыщенными гранитоидами позднеархейско-протерозойского возраста. Второй – платформенный чехол, сложен рифейскими терригенными и венд-кембрийскими, преимущественно, карбонатными отложениями, нижеюрскими терригенными породами. Третий структурный этаж представлен активизационными структурами мезозойского возраста. Четвертый соответствует этапу неотектонического развития, выраженного глубоким расчленением рельефа, сейсмической активностью района и проявлением трахибазальтового магматизма.

Сибирская платформа

На рассматриваемой территории основными структурами являются Алданский щит, структуры платформенного чехла – Учуро-Майская плита, Среднеленская моноклиза, Вилойская синеклиза; структуры активизации – Верхнегынымский и Южно-Якутский прогибы, вулcano-плутонические и плутонические районы.

Структуры Алданского щита

Алданский щит сложен ранне- и позднеархейскими комплексами пород метаморфизованными в условиях гранулитовой и регрессивной амфиболитовой фаций. По особенностям строения и состава щит подразделяется [152] на структурно-геологические районы – Иенгрский, расположенный в западной части листа, Тимптоно-Учурский, занимающий центральную и восточную части листа, и Южно-Алданский район на юго-западе. В тектоническом отношении данные районы представляют собой единые системы блоков кристаллического фундамента.

Иенгрская система блоков состоит из Нимнырского, Мелемкенского, Иджекского и Сутамского блоков фундамента, ограниченных разломами.

Нимнырский блок образован дугообразными складчатыми структурами, изогнутыми к востоку, и только в юго-восточной части прослеживается их веерное расположение. Блок сложен раннеархейскими и позднеархейскими

метаморфическими породами, соответственно, верхнеалданской и федоровской серий. Основными его структурами являются Нижнетимптонский антиклинорий, Леглиерский и Оюмракский синклинории [22, 39].

Нижнетимптонский антиклинорий [43, 44] представлен восточной частью. В плане это относительно изометричная структура, ядро которой образовано брахиантиклиналью северо-западного простирания и окаймлено дугообразными складками более высоких порядков. Шарнир её погружается на северо-запад, углы падения крыльев составляют $30\text{--}70^\circ$. Брахиантиклиналь осложнена фестончатыми, разноориентированными складками, сложенными метаморфическими породами верхнеалданской и федоровской серий [49].

В периферической северо-восточной и восточной части Нижнетимптонского антиклинория большинство складок имеет опрокинутое на запад залегание и моноклинальное падение крыльев на восток и север под углами $30\text{--}40^\circ$. В ядрах антиклиналей обнажаются породы верхнеалданской серии или нижних частей разреза федоровской серии, а в ядрах синклиналей – породы федоровской серии. Общий характер изменения складчатости антиклинория от его центра к Иджеко-Нуямской зоне разломов заключается в усилении сжатости и линейности складок, в преобладании складок, простирающихся субпараллельно зоне разломов, в уменьшении углов падения осевых плоскостей от $60\text{--}80^\circ$ до $25\text{--}30^\circ$.

Леглиерский синклинорий ограничивает с юга Нижнетимптонский антиклинорий и прослеживается в запад – северо-западном направлении от р. Тимптон до верховьев р. Леглиер (О-51). Синклинорий сложен метаморфическими породами федоровской свиты и осложнен параллельными узкими линейными складками с крутыми ($40\text{--}70^\circ$), иногда опрокинутыми на юго-запад крыльями.

Оюмракский синклинорий располагается в бассейне р. Оюмрак, сложен позднеархейскими метаморфическими породами федоровской свиты. Он осложнен многочисленными складками более высокого порядка. Ось синклинория совпадает с долиной р. Оюмрак и имеет северо-западное простирание.

Структурный план Нимнырского блока определяется широким развитием гранит-мигматитов позднеархейско-раннепротерозойского возраста, ориентированных субсогласно простиранию складок первого порядка. Гранит-мигматитовые тела сложены гранито-гнейсами, чарнокито- и эндербито-гнейсами в ассоциации с телами амфиболитов. Они образуют гранито-гнейсовые купола окаймленные парагнейсовым комплексом позднеархейских метаморфических пород федоровской серии. Наиболее крупным из них является Бллымах-Тимптонский гранит-мигматитовый купол, приуроченный к осевой части Нижнетимптонского антиклинория.

Мелемкенский блок охватывает район бассейна верхнего течения р. Тимптон и представлен северо-восточной частью [39]. Блок образован крупными складками северо-восточного простирания, сложенными метаморфическими породами иенгрской серии. На юго-восточной окраине складчатые структуры блока меняют свое простирание на субмеридиональное – север-северо-восточное. Крылья складок имеют углы падения $60\text{--}80^\circ$. Главной структурой блока является одноименный антиклинорий. Он протягивается от

бассейна р. Анамжака до верховьев ручья Токариккан (О-51). Шарнир антиклинория погружается в северо-восточном направлении. Углы падения в своде составляют 5–15°, на крыльях до 70°. На юго-восточной окраине блока складчатые структуры метаморфических пород нарушены субширотными разломами, по которым граничат юрские осадочные породы с кристаллическими породами фундамента.

Иджекский блок является наименее изученной структурой. Он ограничен на западе – Тимптонским, а на юге – Южно-Якутским надвигами. Блок сложен метаморфическими породами бурпалинской серии, смятыми в протяженные субмеридиональные линейные складки.

Сутамский блок находится в Гонамо-Сутамском междуречье [49,19]. Блок ограничен региональными разломами, с севера и юга субширотными надвигами – Южно-Якутским и Становым (N-52). На рассматриваемой территории блок представлен северной частью Гидатского антиклинория, простирающегося в север-северо-западном направлении и сложенного раннеархейскими метаморфическими породами гидатской толщи. Антиклинорий осложнен мелкими линейными складками северо-западного простирания, имеющими падение крыльев на запад под углами 60–70°. В районе Южно-Якутского разлома оси складок меняют простирание на субмеридиональное.

Тимптоно-Учурская система блоков включает Джелтулинский, Суннагинский, Гонамский, Туксанийский и Тырканский блоки фундамента. Рассматриваемые блоки, кроме первого, отличающегося прямолинейностью слагающих его структур, характеризуются единой дугообразной системой складчатых структур.

Джелтулинский блок находится на западе Тимптоно-Учурского района и простирается в юг-юго-восточном направлении от устья р. Тимптон до истоков р. Алгамы, где ограничен Становым структурным швом (N-52). Восточная граница проходит по Тыркандинскому разлому. Строение блока недостаточно изучено [44, 143]. Он сложен позднеархейскими плагиогнейсами и кристаллическими плагиосланцами джелтулинской серии, смятыми в линейные изоклинальные складки преимущественно северо-западного простирания, иногда осложненные брахиформными складками. Ориентировка полосчатости, гнейсовидности гранитоидов, бластеза в породах приразломных зон, свидетельствует о том, что породы блока погружаются в восток – северо-восточном направлении под углами 30–50°.

Суннагинский блок представляет собой серповидную, изогнутую к югу структуру, расположенную в Алдано – Гынымском междуречье, протягивающуюся от верховьев первых притоков р. Тимптон на западе до р. Учур на востоке. Блок образован крупными субширотными линейными складчатыми структурами [14, 15, 23, 24, 25], сложенными позднеархейскими метаморфическими породами чагдинской серии и рассечен разломами на более мелкие блоки. Максимальные высотные отметки блока составляют 1800–2300 м [39]. Северный склон Суннагинского блока имеет крутое ступенчатое строение, снижаясь вдоль оси свода до абсолютных высот 400–450 м в долине р. Алдан. Южный склон блока имеет пологое (6–10°) падение к югу.

Основными складчатыми структурами, образующими Суннагинский блок, являются Северо-Суннагинский антиклинорий и Южно-Суннагинский синклинорий.

Северо-Суннагинский антиклинорий прослеживается в юго-восточном направлении от нижнего течения р. Оччугуй-Сыннагын до верховьев рек Чайдах и Унга-Кизрги, затем меняет направление на северо-восточное до бассейна реки Кыяхан. В ядерной части антиклинория обнажаются позднеархейские метаморфические породы ортосалинской свиты.

В западной части антиклинорий практически симметричный, углы падения крыльев крутые – от 60 до 70°, а в восточной шарнир антиклинория запрокинут на юго-восток и углы падения крыльев составляют 50–60°. Центральная часть антиклинория рассечена разрывными нарушениями северо-западного, субширотного и северо-восточного простираний. Метаморфические породы здесь интенсивно мигматизированы и гранитизированы вплоть до перехода в гранито-гнейсы и граниты.

Южно-Суннагинский синклинорий расположен в южной части Суннагинского блокового поднятия и прослеживается в субширотном направлении на сотни километров выходами позднеархейских плагиогнейсов и кристаллических плагиосланцев магантасской свиты. Синклинорий имеет линейную, слабо изогнутую к югу форму, симметричные и опрокинутые на юг крылья с углами падения 60–80°, осложненные субсогласными узкими изоклинальными складками. На востоке синклинорий нарушен Южно-Суннагинским разломом.

Поздняя дизъюнктивная тектоника определяет горстовое строение Суннагинского блокового поднятия. Разрывные нарушения субширотного простирания, приуроченные к центральной части поднятия, рассекают его на блоки с вертикальным смещением друг относительно друга от десятков метров до 400–600 м. Наиболее высоко приподнят, расположенный в центре, осевой блок. Амплитуда перемещения его относительно кристаллического фундамента в долине р. Алдан составляет около 2200 м [24, 14]. К северу от осевого блока ступенчато располагается серия вытянутых в широтном направлении блоков с меньшей амплитудой поднятия.

К разломам приурочены позднеархейско-раннепротерозойские гранитные интрузивы, рифейские дайки долеритов и мезозойские щелочные интрузивы, что свидетельствует о древнем заложении этих разломов и их подновлении в более молодые эпохи тектоногенеза.

Гонамский блок расположен в нижнем течении р. Гонам, в его состав также входят структуры фундамента, перекрытые осадочными толщами Учуро-Майской плиты и выходящие на эрозионный срез в долине реки Учур и в северо-западной части Идюмо-Хайканского поднятия. Активизация тектонических движений в мезо-кайнозойскую эпоху определила его сводово-блоковое строение.

В районе бассейна р. Гонам блок представляет собой асимметричное куполовидное поднятие фундамента субизометричной формы с протяженным пологим (до 2°) северным и более короткими юго-восточным и юго-западным склонами [33]. Блок сложен позднеархейскими метаморфическими породами

нингамской серии, смятыми в пологие складки и флексуры в основном северо-западного, реже субширотного и северо-восточного простираний.

Гонамский блок на юго-западе по Тыркандинскому разлому граничит с Желтулинским блоком, на севере, востоке и на юге он со структурно-стратиграфическим несогласием перекрыт терригенно-карбонатными отложениями чехла. Метаморфические породы юго-западной части поднятия интенсивно гранитизированы, содержат тела позднеархейских палингено-метасоматических гранитов и жилы аляскитов.

На территории блока выделяется Гонамский синклиний вписывающийся в общий план дугообразно изогнутых складок. Ядро синклинория сложено позднеархейскими гнейсами орогочинской свиты, а крылья гнейсами, плагиогнейсами акчинской свиты. Синклиний представляет собой асимметричную складку шириной около 50 км с пологим ($10-30^\circ$) юго-западным крылом и запрокинутым крутым ($40-80^\circ$) северо-восточным. Простирание оси синклинория изменяется от 280° на юго-востоке до 310° на севере. Шарнир структуры погружается на северо-запад. Синклиний осложнен складками более высоких порядков.

В центральной части Гонамского поднятия находится купольно-горстовая Буголлинская структура, вытянутая в северо-западном направлении и ограниченная разломами. Центральная ее часть нарушена грабенообразными опусканиями и отделена от внешней части системой разломов с амплитудой погружения 200–300 м, редко 500–600 м. К Буголлинской структуре приурочены раннемеловые интрузивы.

Тырканский блок находится на юго-востоке и представлен западным склоном Идюмо-Уянского поднятия. Поднятие впервые описано С. В. Нужновым [22]. Оно представляет собой пологую куполовидную структуру, сложенную метаморфическими породами раннеархейской тырканской и позднеархейской хайканской серий. Поднятие разделено Учурской зоной прогибов на два свода: северный – Идюмо-Хайканский и южный – Тырканско-Уянский.

Главной структурой Идюмо-Хайканского свода является Тырканский антиклиний. На территории листа он представлен своим западным крылом, прослеживаемым в районе нижнего течения р. Идюм. Ось Тырканского антиклинория находится в бассейне р. Тыркан (О-53) и имеет меридиональное простирание, шарнир погружается на север. Антиклиний характеризуется асимметричным строением: западное крыло в южной части пологое ($20-40^\circ$), на севере, на широте руч. Иконда-Макит оно становится более крутым ($40-50^\circ$), приближаясь к углу падения восточного крыла ($45-60^\circ$). Тырканский антиклиний сечется разломами на ряд ступенчато-расположенных блоков субмеридионального простирания.

Метаморфические породы западного обрамления Тырканско-Уянского свода смяты в брахиформные и линейные, в основном асимметричные складки северо-западного простирания с углами падения $10-80^\circ$. Они секутся многочисленными разломами на тектонические пластины, ориентированные согласно простиранию складчатых структур.

Туксанский блок на рассматриваемой территории представлен своим северным окончанием, граничащим с Токинской впадиной по Чульманско-Токинскому разлому. Поднятие имеет линейную форму, ориентированную в

юго-восточном направлении с постепенным выклиниванием от р. Туксани до р. Кун-Манье (N-52). Основной структурой блока является антиклинорий северо-западного простирания, сложенный метаморфическими породами туксанийской серии и осложненный субсогласными складками более высокого порядка.

Южно-Алданский район на рассматриваемой территории представлен северо-восточной частью Тангракского блока, сложенной раннеархейскими метаморфическими породами тангракской серии и смятыми в складки субмеридионального, север-северо-восточного простирания.

В раннепротерозойский этап развития формировались терригенные породы поярковской серии, залегающие в основном в грабенах, трассирующих Южно-Якутский надвиг. Породы находятся в тектоническом контакте с кристаллическими образованиями фундамента и юрскими отложениями Южно-Якутского прогиба, реже они трансгрессивно с угловым несогласием залегают на фундаменте. Нижнепротерозойские отложения смяты в мелкие крутые складки с разнонаправленными углами падения крыльев $70\text{--}80^\circ$ и согласные простиранию разлома. Блоки нижнепротерозойских пород выделяются в поярковскую систему протоавлакогенов [49] и рассматриваются как фрагменты ветви Удоканского прогиба [39]. Наиболее крупными из них являются Давангра-Хугдинский, Атугей-Нуямский, Кыльдитский и Мевочанский грабены.

Структуры платформенного чехла

Учуро-Майская плита представляет собой чехол Сибирской платформы, сложенный отложениями терригенной и терригенно-карбонатной формаций. В строении плиты выделяется два структурных яруса: позднепротерозойский (рифейский) и венд-раннепалеозойский (венд-кембрийский). Осадочные породы трансгрессивно залегают на пенепленизированной поверхности раннеархейского – раннепротерозойского кристаллического фундамента и полого ($1\text{--}3^\circ$) погружаются на северо-восток. Мощность отложений чехла варьирует от 365 до 1350 м.

Учуро-Майская плита имеет блоковое строение с амплитудой смещения блоков относительно друг друга в 20–500 м [28, 53, 33, 27]. В пределах блоков залегание пород чехла не нарушено. Пликативные структуры наблюдаются в приразломных зонах. В окружении мезозойских интрузивов проявлены интенсивные дислокации пород, где углы падения достигают $20\text{--}30^\circ$, а на контакте от 45° и более. Северо-восточная система разломов контролирует область осадконакопления палеобассейна в доюдомское время. В Гынымо-Гонамском междуречье она ограничивает распространение рифейских отложений на северо-запад, не оказывая влияния на осадконакопление в венд-раннекембрийское время.

Платформенная активизация в среднерифейский этап выражена повсеместным проявлением даек габбро-долеритов, приуроченных к разломам северо-западного и северо-восточного простираний, образующих рои с кулисообразным размещением. В архейских породах отмечаются крутые ($60\text{--}90^\circ$)

углы их падения и практически горизонтальное залегание в нижнерифейских отложениях Учуро-Майской плиты [49].

Позднерифейский этап характеризуется перерывом в осадконакоплении и внедрением щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами, образующими Арбарастахский массив центрального типа.

Юдомские отложения характеризуют новый цикл тектонического развития территории, связанный с максимальной трансгрессией мелководного моря на пенепленизированную поверхность древних пород. Залегание отложений юдомской свиты на кристаллических породах фундамента и на различных свитах и горизонтах нижнего и среднего рифея свидетельствует о блоковых перемещениях фундамента в довендское время.

В чехле плиты выделяются – Дыгдинское поднятие, Алгаминский и Гынымский прогибы.

Дыгдинское поднятие сопряжено с Виллюйской синеклизой по Алдано-Майскому разлому [13, 28, 49]. Платформенный чехол в пределах поднятия сложен верхнепротерозойскими и кембрийскими терригенно-карбонатными отложениями. Породы характеризуются пологим (3–4°) погружением на север – северо-запад. Поднятие осложнено блоково-пликативными структурами. В междуречье Юряхте–Джанда находится брахисинклиналь эллипсоидной формы, выполненная ниже-среднекембрийскими отложениями. Ядро складки сложено горизонтально залегающими известняками верхней толщи иликанской свиты. На крыльях отмечается последовательная смена кембрийских отложений на вендские с пологим углом падения (4°). На северо-западе брахисинклиналь срезана разломами.

На границе с Суннагинским блоком Дыгдинское поднятие характеризуется блоковым строением и выходами на поверхность разных горизонтов рифейских отложений. Блоки ограничены разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного простираний. В приразломных зонах углы падения осадочных пород возрастают до 12–20°.

Алгаминский прогиб осложняет юго-западную окраину Учуро-Майской плиты. Он выполнен преимущественно терригенными отложениями нижнего рифея. Породы залегают на пенепленизированной поверхности архейского кристаллического фундамента с резким угловым несогласием. Рифейские породы трансгрессивно перекрываются венд-кембрийскими отложениями, сохранившимися на гребневидном Алгама-Гонамском водоразделе. В обрамлении западного склона Идюмо-Хайканского поднятия отложения погружаются на северо-запад под углами от 5–7° до 15° [27].

Гынымский прогиб прослеживается в бассейне р. Гыным [14, 49]. Прогиб в основном сложен практически горизонтально залегающими платформенными венд-кембрийскими осадочными породами общей мощностью от 520 до 760 м. Отложения позднего протерозоя присутствуют только в его юго-восточной части.

В структурном отношении Гынымский прогиб представляет собой асимметричный грабен. На север – северо-западе структура по Южно-Суннагинскому разлому сопряжена с Суннагинским блоком, на юге ограничена Гонамским поднятием, на востоке – выходами пород фундамента. Южный контакт осадочных отложений прогиба с породами фундамента страти-

графический. Впадина характеризуется блоковым строением. Блоки выведены на разные гипсометрические уровни и в различной степени эродированы.

Среднененская моноклиза расположена на севере Алданского щита и сложена вендскими и нижнекембрийскими преимущественно карбонатными породами, полого (1–2°) погружающимися на северо-восток. Породы залегают с размывом на кристаллическом фундаменте [36]. Мощность отложений контролируется эрозионным срезом и варьирует от 50 до 700 м.

В среднепалеозойский этап развития территория моноклизы представляла собой юго-восточное «плечо» Патомско-Виллюйской внутриконтинентальной рифтогенной структуры [90, 8] активизация которой привела к внедрению даек долеритов чаро-синского комплекса. Мощность даек варьирует от 10 до 100 м, протяженность 20–35 км. Интрузивы долеритов прорывают отложения нижнего кембрия и приурочены к субвертикальным разломам север-северо-восточного простирания.

Виллюйская синеклиза представлена южной частью, сложенной нижнеюрскими породами континентальной терригенной формации, залегающими с стратиграфическим и угловым несогласием на карбонатных породах нижнего кембрия [49]. Нижнеюрские отложения полого (менее 1°) погружаются на север с изменением мощности от 150 до 360 м.

МЕЗОЗОЙСКИЕ АКТИВИЗАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ

Мезозойская активизация затронула практически всю территорию листа. Структурно-вещественный мезозойский комплекс образовался в период с ранней юры по ранний мел. В этап активизации формировались сводово-блоковые поднятия и прогибы, и широко проявился магматизм.

Фундамент, выходящий на эрозионную поверхность осложнен купольными, горст-грабенными, магмато-глыбовыми структурами и пронизан мезозойскими интрузивами.

Мезозойские активизационные структуры представлены Верхнегынымским и Южно-Якутским прогибами, вулканоплутоническими и плутоническими районами, которые продолжали унаследовано развиваться и в кайнозойе.

Верхнегынымский и Южно-Якутский прогибы являются наиболее ранними структурами, сформировавшимися в раннеюрско-раннемеловое время. Они находятся среди кристаллических пород фундамента и ограничены разломами, ориентированными вкрест простирания его складчатых структур. Прогибы заполнены юрскими отложениями вулканогенно-молассовой формации, в южных структурах отмечается наличие образований нижнего мела. Заложение прогибов проходило на гетерогенном основании, о чем свидетельствует присутствие в разрезах впадин нижнепротерозойских молассовых отложений, верхнепротерозойских терригенных и венд-нижнекембрийских терригенно-карбонатных пород платформенного чехла.

Верхнегынымский прогиб расположен в районе верхнего течения р. Гыным. Прогиб выполнен ниже-среднеюрскими молассовыми отложениями, содержащими редкие маломощные прослои трахиандезитовых туфов

[26, 163, 152], и залегающими со стратиграфическим несогласием на венд-нижнекембрийских терригенно-карбонатных породах. Породы имеют пологое (2–5°) падение на северо-восток и их общая мощность составляет более 500 м [26, 39]. Осадочные породы прогиба осложнены симметричными складками субширотного простирания с углами падения крыльев не более 5°.

На северо-западе прогиб ограничен разрывными нарушениями взбросового и надвигового характера. На водоразделе рек Мус-Онъе и Гыныма толща юрских песчаников надвинута на венд-нижнекембрийские отложения по разлому, имеющему падение плоскости сместителя на юго-восток под углами 20–25° [26].

Южно-Якутский прогиб находится на южном склоне Алданского щита и прослеживается в субширотном направлении отдельными впадинами (прогибами) – Ытымджинской, Токинской, Гонамо-Нуямской, Гувилгрской, Токариканской. Они имеют асимметричное строение, обусловленное более глубоким погружением фундамента в их южных частях. На юге впадины ограничены региональными разломами субширотного простирания, контролирующими интенсивные складчатые и разрывные дислокации пород на южных бортах структур.

Пликативные дислокации осадочных толщ Ытымджинской впадины выражены пологой асимметричной синклиальной структурой широтного простирания [17, 53]. В пределах северного крыла отложения погружаются на юг с углами падения 5–10° (редко 20°) и постепенно выполаживаются к центру впадины. Южное крыло крутое (60°) и запрокинуто к северо-востоку. Осадочные породы южного крыла осложнены мелкими изоклинальными складками; сбросами и взбросами, в основном северо-западного и северо-восточного простираний, часто сопровождающимися горизонтальными сдвигами. Мощность отложений, выполняющих впадину, не более 700 м.

Токинская впадина выполнена юрскими молассовыми отложениями, несогласно залегающими на рифейских и венд-кембрийских осадочных породах. Нижнемеловые терригенные отложения, представленные ундытканской свитой, развиты локально в районе южного борта впадины. Общая мощность пород впадины достигает 3500–4000 м [39,30]. В северной части впадины породы моноклинально падают в южных – юго-западных румбах под углами 3–10°. Юго-западное крыло имеет углы падения до 25°. Породы южного крыла вблизи разломов смяты в крутые субпараллельные асимметричные складки субширотного простирания, или в опрокинутые, пологие и коробчатые складки, нарушенные чешуйчатыми надвигами и сбросами. С северо-запада и с севера впадина ограничена сбросами северо-восточного простирания с амплитудой вертикального перемещения блоков 20–500 м [33] и субширотного простирания с амплитудой перемещения 50–1200 м [12,34].

Гонамо-Нуямская, Гувилгрская и Токариканская впадины представляют собой узкие протяженные структуры, расположенные кулисообразно и сложенные ниже-среднеюрскими терригенными породами. В Токариканской впадине распространены нижнемеловые осадочно-вулканогенные породы нагорнинской и эгангринской свит, приуроченные к ее бортам (северному и южному) в виде изолированных друг от друга полей, ориентированных в субширотном направлении. Впадины ограничены сбросами и взбросами.

Магматическая деятельность локализована в Центрально-Алданском, Учуро-Кет-Капском, Ломамском вулcano-плутонических и в Джелтулинском, Нингамском, Мелемкенском плутонических районах. Облик центров мезозойской магматической активности и морфология интрузивов определяются их структурно-тектонической позицией и эрозионным срезом.

Центрально-Алданский вулcano-плутонический район представлен на территории листа своей восточной частью и находится в междуречье Алдан – Правый Ыллымах, на севере Нимнырского блока. Этот район сложен кристаллическими породами фундамента и венд-кембрийскими отложениями платформенного чехла.

К крупным структурам средне-позднеюрской активизации района относятся несколько вулcano-плутонических массивов. На рассматриваемой территории такие структуры представлены восточной частью Ыллымахского массива.

Массив имеет округлую в плане форму диаметром около 5 км и концентрически-зональное строение [44,52]. Он сложен вулканогенными породами – эпилейцитовых, псевдолейцитовых фонолитов и трахитов, и их субвулканическими фациями по составу соответствующие формации лейцитифиров и щелочных трахитов. Падение вулканогенных пород и контактов интрузивов, как правило, центриклинальное, с крутыми (40–80°) углами на периферии и пологими (10–15°) ближе к центру структуры. Карбонатные толщи, залегающие в районе горизонтально, в окружении массива имеют периклиналиное залегание с углами падения 30–45° и на контакте с интрузивами интенсивно мраморизованы.

В позднеюрско–раннемеловое время сформировалась плутоническая ассоциация, представленная штоками, лакколитообразными интрузивами, силлами и дайками, сложенными породами монцодиорит-сиенит-гранитовой формации гипабиссального алданского комплекса. В раннемеловую эпоху активизации района произошло внедрение силл и даек лампрофировой формации куранахского комплекса. Дайки образуют протяженные пояса север-северо-западного, реже север-северо-восточного простирания, секущие все геологические структуры.

Учуро-Кет-Капский вулcano-плутонический район находится в Учуро-Омнинском междуречье и приурочен к Кет-Капскому поднятию, сложенному рифейскими и венд-кембрийскими осадочными толщами. В пределах поднятия развиты позднеюрско-раннемеловые вулканические и раннемеловые плутонические породы, первые распространены в более восточных районах структуры, за пределами рассматриваемого листа.

Кет-Капское поднятие прослеживается в субширотном направлении системой куполов и мульд, развитых в осевой части структуры. Купольные структуры сформировались в результате становления пластообразных тел и лакколитов, внедрившихся в платформенный чехол. Диаметр данных структур достигает 20 км, а их амплитуда поднятия по материалам В. С. Минакова и В. Е. Добрынина (1968 г.) варьирует от 250 до 800 м. Породы, слагающие интрузивные тела, относятся к монцодиорит-сиенит-гранитовой формации и входят в состав кет-капского комплекса.

Заложение поднятия контролируется субширотным сбросом, разделяющим его на две разные по строению структурные зоны – северное и южное крылья (В. С. Минаков, В. Е. Добрынин и др., 1968). Северное крыло сложено в основном нижнерифейскими терригенными породами и осложнено рядом пликативных структур – куполами, впадинами, структурными заливами и мысами. Падение осадочных пород в пределах крыла $3-5^\circ$ и по мере удаления на север, от сводовой части поднятия, постепенно выполаживается. Южное крыло – флексуроподобная структура, сложенная нижнерифейско-кембрийскими терригенно-карбонатными породами, которые имеют падение $5-10^\circ$.

В породах чехла Кет-Капского поднятия разломы проявлены широко во всех направлениях и представлены в основном сбросами с преимущественно субвертикальным падением плоскости сместителя. Амплитуда перемещения по ним составляет от первых метров до 80 м, редко 100–200 м. Наиболее протяженными являются субширотные и диагональные разломы (до 15 км). Разломы субширотного простирания иногда ограничивают купола. Диагональные разломы контролируют размещение пластовых интрузивов, реже лакколлитов. Разломы субмеридионального простирания развиты на склонах куполовидных структур.

Ломамский вулканоплутонический район охватывает верховье р. Гыным и левобережье р. Ытымджа. Район сложен кристаллическими породами фундамента, венд-кембрийскими и юрскими осадочными отложениями Верхнегынымского и Ытымджинского прогибов. Здесь развиты позднеюрские-раннемеловые интрузивы [17,49, 125] – пластовые тела, штоки, лакколлиты, массивы центрального типа, дайки и некки, сложенные породами монцодиорит-сиенит-гранитовой формации. К раннемеловой активизации района приурочено и внедрение даек, реже силлов, сложенных породами лампрофировой формации. Мезозойские структуры активизации района контролируются разломами субширотного, северо-западного и северо-восточного простираний.

Крупные массивы – Ломамский и Чайдахский представлены многофазными кольцевыми интрузивами центрального типа. С формированием массивов связано образование кольцевых разломов в узкой полосе, шириной ~ 1 км, с углами падения $80-40^\circ$, погружающимися в сторону массивов. Система подобных разломов, выраженная проседанием сохранившихся венд-кембрийских и юрских осадочных пород, образует полукольцевые узкие грабенообразные структуры, в которых осадочные толщи падают в сторону массивов под углами $15-40^\circ$. В восточной части Ломамского массива блоковые структуры опущены по отношению к его западной периферической области на 300–600 м. Мелкие штоки (?) миссуритов и псевдолейцитовых сиенитов, фергуситов и сынныритов ограничено распространены в северо-западной и в восточной частях Ломамского массива.

Пластовые интрузивы залегают в основном в пределах осадочной толщи Ытымджинского прогиба. Протяженность силлов составляет первые километры, мощность варьирует от 1 до 80 м.

Дайки имеют субвертикальное падение, мощность от 0,5 до 20 м, протяженность – от первых сотен метров до 2 км. Они прорывают породы фунда-

мента и осадочные толщи. Иногда дайки образуют рои протяженностью до 14 км, приуроченные к зонам повышенной трещиноватости северо-западного, северо-восточного и субширотного простирания.

Раннемеловой этап активизации района завершается внедрением некков и даек риолитов на юго-западной окраине Ломамского массива. Некки образованы риолитовыми туфолами и имеют в плане изометричную форму, размером от 0,1x0,125 до 1,3x1,3 км. Они представляют собой вертикальные или конусообразные тела, выраженные в рельефе положительными структурами. Редкие дайки риолитовых порфиров, иногда их рои, известные на водоразделах рек Эхюнды и Ломама, Гыныма и Хребтового и в других районах, рассекают мезозойские породы, сформированные в предыдущие этапы активизации.

Наиболее отчетливо проявленные на территории разломы северо-восточного и северо-западного простирания представлены преимущественно субвертикальными сбросами или взбросами. Их протяженность варьирует от первых десятков метров до первых километров. Амплитуда вертикальных перемещений блоков по разломам заметно возрастает с севера на юг от 30 м до 200 м и более.

Джелтулинский плутонический район находится в истоках р. Унга-Джелтулах, на юго-западном склоне Суннагинского блока. Район включает одноименный массив плутонических пород и ряд мелких интрузивных тел позднеюрско-раннемелового возраста, контролируемых зоной Тыркандинского разлома [26,49]. Породы, слагающие интрузивы, относятся к монцодиорит-сиенит-гранитовой формации и относятся к алданскому комплексу.

Нингамский плутонический район находится в Гонамо-Алгаминском междуречье и расположен в западной части Токинской впадины.

Плутонический район сложен кристаллическими породами фундамента, осадочными породами нижнего рифея, венд-кембрия и нижней юры, пластовыми интрузивами, штоками, лакколитами, дайками и интрузивом центрального типа, внедрившимися в позднеюрско-раннемеловое время. Интрузивы образованы породами монцодиорит-сиенит-гранитовой формации. В районе незначительно распространены дайки лампрофиров и известны редкие мелкие тела шонкинитов и щелочных сиенитов. Размещение интрузивов контролируется зонами разломов северо-западного, субширотного и северо-восточного простираний.

Многочисленные пластовые интрузивы локализованы в осадочных породах Токинской впадины. Мощность интрузивов по данным В. И. Лядина, А. Н. Зубарева (1985 г.) варьирует от первых метров до 400 м.

Крупный многофазный, концентрически-зональный Нингамский массив центрального типа, площадью 80 км², находится в наиболее возвышенной части района в верховьях рек Атугей, Нингамкан и Мукунда. В плане массив имеет овальную форму, вытянутую в северо-западном направлении. В обрамлении массива вмещающие осадочные породы интенсивно деформированы, нарушены радиальными трещинами и полукольцевыми разломами, образовавшимися при становлении интрузива.

Дайки являются более поздними телами, их распространение контролируется зонами разломов северо-западного, реже северо-восточного простирания.

ния. Мощность даек варьирует от 1 до 20 м, протяженность 0,1–1 км, иногда они образуют рои шириной до 4 км и протяженностью до 18 км. Наиболее мощные (до 125 м) дайки протяженностью до 6,5 км приурочены к узлам проявления крупных интрузивов. Дайки имеют крутое падение (50–70°) на юго-запад и юг.

По разломам северо-западного простирания зафиксированы субвертикальные смещения с амплитудой 400–450 м. Зоны разломов северо-восточного простирания, протяженностью до 20 км, контролируют субвертикальные блоковые перемещения амплитудой в 10–50 м. По субширотным разломам зафиксировано перемещение блоков с амплитудами 50–220 м.

Мелемкенский плутонический район расположен на юго-восточном склоне Мелемкенского блока и приурочен к северной границе Гувилгрской впадины Южно-Якутского прогиба. Среди архейских метаморфических толщ иенгурской серии и в районе их контакта с раннеюрскими отложениями прогиба находятся позднеюрско – раннемеловые мелкие и крупные массивы, сложенные породами монцодиорит-сиенит-гранитовой формации. Разломы субширотного и северо-восточного простираний контролируют размещение интрузивов.

Самый крупный массив – Мелемкенский, площадью около 100 км², находится в бассейне р. Улахан-Мелемкен. Он вытянут в северо-восточном направлении, имеет волнистые контуры, неоднородное внутреннее строение.

Разрывные нарушения

Ведущая роль в становлении современного структурного облика юго-восточной части Сибирской платформы принадлежит разломам. В западной части листа главенствующее значение имеет мощная долгоживущая Тыркандинская система разломов субмеридионального – северо-западного простирания, включающая Тимптонский, Иджеко-Нуямский и Тыркандинский региональные нарушения [43, 44, 49, 143, 164]. Эти разломы имеют древнее архей-раннепротерозойское заложение, так как они определяют характер архейских складчатых структур. Иджеко-Нуямский и Тыркандинский разломы совместно с разделяющим их Желтулинским блоком рассматриваются и как Тыркандинская зона тектонического меланжа [160, 107].

Тимптонский разлом представляет собой надвиг, разделяющий Нимнырский и Иджекский блоки Иенгурского района. Он определяется как скрытый пологий надвиг [49, 143], так как характеризуется синкинематическими структурами течения и отсутствием механических продуктов разрушения. Зона разлома образована тектонобластитами и бластокатаклазитами гнейсового облика, имеющими падение на восток. Вдоль разлома развиты карандашные гнейсы («саксонские гранулиты») мощностью в несколько десятков метров. Амплитуда горизонтального перемещения метаморфических пород по плоскости надвига составляет несколько десятков километров.

Простирание разлома в северной части совпадает с простиранием складок Нимнырского блока, в средней и южной части он деформирован так, что пологие складки Иджекского блока по оперяющим разломам врезаются в восточную окраину метаморфических пород Нимнырского блока.

Иджеко-Нуямский разлом прослеживается от правобережья р. Алдан в юго-восточном направлении и представлен зоной нарушений мощностью до 4–5 км, имеющих северо-западное простирание и падение в северо-восточных румбах под углами 30–70°. Южнее долины р. Джелтулы разлом выполаживается, меняет простирание и на этом участке имеет сложные и слабо изученные соотношения с Тимптонским надвигом. Зона разлома заполнена бластомилонитами, бластокатаклазитами мощностью в несколько сотен метров. Они разобщены участками относительно менее тектонизированных пород. Западная граница зоны разломов не имеет ясных ограничений постепенно переходя в неизменённые породы.

Иджеко-Нуямский разлом насыщен субсогласными линейными телами основных и ультраосновных ортосланцев, анатектических и интрузивных гранитоидов, дайками метадиоритов. Магматические породы в основном бластомилонитизированы и рассланцованы.

Тыркандинский разлом впервые был выделен В. А. Ларионовым [30] на основании установленной им интенсивной магнитной аномалии, прослеживаемой в юго-восточном направлении от бассейна р. Амга далее через устье р. Тимптон до среднего течения р. Алгама. Наличие разлома было подтверждено последующими исследованиями Ю. К. Дзевановского, В. А. Лукониной, Н. С. Телеги и другими геологами [43,44,143].

В магнитном поле зона разлома выделяется цепочкой линейных положительных аномалий (от 500 до 1000–2000 нТл) шириной 4–25 км, вероятно, обусловленных высокомагнитными кристаллическими сланцами основного состава [143].

Тыркандинский разлом образован субпараллельными сближенными и оперяющими нарушениями и прослеживается узкой полосой (4 км) тектонически и гидротермально переработанных пород кристаллического фундамента – катаклазитами, милонитами, брекчиями и телами основных и ультраосновных ортосланцев. На правобережье Тимптона вблизи устья р. М. Кюрикан выявлена внутриразломная кварцевожильная зона, мощностью первые сотни метров и протяжённостью – 10 км. Мощность отдельных кварцевых жил достигает 15–30 м. Предполагается [143] развитие кварцевых жил на всем протяжении Тыркандинского разлома.

В центральной и восточной частях щита основной план дизъюнктивной тектоники определяют разломы северо-западного и северо-восточного простираний. Наиболее значимыми из них являются Алдано-Майский [61, 13] и Южно-Суннагинский [14, 15, 49], отделяющие кристаллический фундамент от пород платформенного чехла.

Алдано-Майский разлом, ранее известный как Чагдинский [49], представляет собой региональный сброс, отделяющий чехол Сибирской платформы от Алданского щита. Он прослеживается на правобережье р. Алдан от бассейна р. Оччуггуй-Суннагын до бассейна р. Мая. Разлом характеризуется относительно опущенным северо-западным крылом с амплитудой смещения до 600 м. Плоскость сместителя вертикальная. На отдельных участках Алдано-Майский разлом выражен уступами в рельефе, осложнен поперечными нарушениями. Оперяющие разрывные нарушения, протяженностью до 20 км, представляют собой сбросы и взбросы различного направления. Амплитуда

смещения по ним в чехле платформы не превышает 20–30 м, а на Суннагинском поднятии достигает 350 м. Наиболее крупные сбросы, протяженностью около 60 км, прослеживаются в субмеридиональном направлении в бассейнах рек Эдис, Хакан и Лаппы. Они характеризуются вертикальной или круто наклоненной на северо-восток плоскостью сместителя, опущенным восточным крылом с незначительной амплитудой перемещения (40–80 м). В платформенном чехле разломы иногда фиксируются зонами дробления и окварцевания.

Южно-Суннагинский разлом прослеживается в северо-восточном направлении от бассейна р. Или до бассейна р. Учур. Разлом проходит по юго-восточной окраине Суннагинского блокового поднятия и ограничивает его от Учуро-Майской плиты. Он выражен в рельефе тектоническим уступом высотой до 800 м и сопровождается зоной дробления мощностью от нескольких десятков до первых сотен метров.

На формирование мезозойско-кайнозойских структур южной части Алданского щита оказывали существенное влияние разломы субширотного простиранья. К ним относятся Чульманско-Токинский и Южно-Якутский надвиги. Их образование связано с перемещением Станового блокового поднятия на Алданский щит.

Чульманско-Токинский разлом представляет собой крутой надвиг субширотного простиранья, ограничивающий с юга Ытымджинский и Токинский прогибы [39,49,16,17,53,18,12]. По разлому породы кристаллического фундамента надвинуты на венд-кембрийские и юрские отложения, которые под давлением действующих с юга сил, вблизи плоскости надвига, вздернуты и поставлены вертикально. Плоскость сместителя падает на юг под углами 60–80°. Взброшенное южное крыло нарушения характеризуется амплитудой вертикального перемещения до 1000 м в районе Ытымджинского прогиба и до 3000 м в области Токинского прогиба. Разлом прослеживается зоной катаклазированных и милонитизированных пород мощностью до 100 м.

Южно-Якутский разлом представляет собой надвиг субширотного простиранья, по которому метаморфические толщи архея надвинуты на терригенные отложения нижнего протерозоя и юры [39, 49, 20, 19, 18]. Надвиг ограничивает Токариканский, Гувилгринский и Гонамо-Нуямский прогибы с юга. Плоскость сместителя падает в южных румбах под углами от 30° до 70°. Надвиг осложнен субпараллельными опережающими разломами и мелкими нарушениями северо-западного и северо-восточного простираний. Геологически надвиг определяется зонами раздробленных, рассланцованных, иногда окварцованных кристаллических пород фундамента и осадочных отложений мощностью от нескольких десятков до нескольких сотен метров. В пределах этих зон линии отдельных разрывных нарушений отмечаются узкими полосами интенсивно милонитизированных архейских пород, кулисообразно заходящими друг за друга.

На севере рассматриваемой территории по геофизическим данным [83,49] выделяется V-образная Якутская зона нарушений, проявленная в фундаменте Сибирской платформы и являющаяся, вероятно, границей крупного блока. В гравитационном поле зона нарушений характеризуется областью разуплотне-

ния, в магнитном поле она прослеживается линейной аномалией с высокой намагниченностью пород фундамента – 500–1000 нТл.

НЕОТЕКТОНИКА

Неотектонический этап развития территории имеет дифференцированный характер, выраженный различием образованных морфоструктур. По режиму развития выделяются [100, 49]: северная область – Алдано-Амгинский район (междуречье рек Амга и Алдан) и территория, находящаяся южнее р. Алдан – Алданский щит.

Алдано-Амгинский район характеризуется слабо расчлененным рельефом, присутствием широких плоских водоразделов. В цоколях террас и на водоразделах района сохранились палеогеновые коры выветривания и неогеновые отложения. В неотектонический этап территория испытывала блоковые поднятия с относительно малой амплитудой 100 – 400 м [49]. Сейсмоактивность района низкая и не превышает магнитуды 3 [71].

Алданский щит и его область сочленения со Становым поднятием отличаются значительной активностью движений в новейшее время [49, 71, 70 и др.]. Эти движения в общих чертах наследуют мезозойский морфоструктурный план, четко выраженный в современном рельефе. Господствующим типом движений в новейшее время было общее воздымание территории, на фоне которого происходило относительное выдвигание одних блоков, отставание в поднятии других или формирование небольших неглубоких грабенов по разломам древнего заложения, и проявление магматизма.

Западная территория Алданского щита до р. Тимптон представляет собой Алданское нагорье с относительно слабо расчлененным древним пенепленом (800–1300 м), с отдельными гольцовыми сопками (до 1600 м) [163]. Наиболее яркие признаки неотектонической активности проявлены на Эльконском горсте [44]. В пределах горста развит среднегорный расчлененный рельеф с интенсивным врезом гидросети до 800–1000 м, с крутыми (20–50°) обвальноссыпными склонами, водораздельные склоны изрезаны мелкими нивальными нишами и крупными кароподобными выемками.

Тимптоно-Учурский район, охватывающий восточную часть щита, включает ряд положительных неотектонических морфоструктур, которые разделены впадинами Южно-Якутского прогиба. Наиболее четко выраженными крупными морфоструктурами в современном рельефе являются Суннагинское и Нингамское поднятия, Токинский Становик [71, 70].

Суннагинское поднятие, соответствующее одноименному блоку, представляет собой высокоподнятую (до 2100–2300 м) структуру с характерными чертами альпинотипной области – сильная расчлененность рельефа, наличие каров и цирков, V-образные долины, подвешенные водотоки.

Нингамское поднятие, расположенное на южном склоне Гонамского блока, выражено в рельефе системой горных хребтов альпинотипного облика, имеющих глубокое расчленение (врез до 1000 м) и узкие гребневидные водоразделы с крутыми скалистыми склонами, покрытыми сплошными осыпями.

Токинский Становик – интенсивно развивающийся неотектонический блок с резко расчлененным рельефом (относительные превышения до 1200–1300 м) и с повсеместным присутствием мощных грубообломочных делювиальных и делювиально-пролювиальных шлейфов и конусов выноса, обвалов. Амплитуды сводово-глыбовых поднятий достигают 2000 м. К юго-западным отрогам Токинского Становика (N-52) приурочено поле развития вулканогенных образований кайнозойского возраста с хорошо сохранившимися аппаратами центрального типа.

Ранее заложившиеся линеаменты мезозойского Южно-Якутского прогиба сохранились среди неотектонических поднятий в виде отдельных впадин [71]. Они ограничены системами встречных надвигов и взбросов противоположной vergentности. На поднятиях, окружающих впадины, развиты мощные и широкие делювиально-пролювиальные шлейфы.

Следы новейшей и современной активизации особенно ярко проявились по южной границе Токинской впадины. В районе бассейна р. Гертанда проявлен магматизм неоген-четвертичного возраста, представленный Мевочанским некком и покровом трахибазальтов [30, 49, 163]. Среди мезозойских отложений находится выход архейских пород диаметром 16 км, ограниченный четко выраженными в рельефе разломами и представляющий собой группу гольцов с отметками до 1551 м. По литературным источникам он известен как Беранджинский блок [30], или Алгаминский горст [71]. Он имеет густое и глубокое (до 600–700 м) расчленение, узкие гребневидные водоразделы. Внутри блока, речные террасы р. Алгамы находятся выше таковых за пределами блока, т. е. Беранджинский блок продолжает подниматься (или поднимался) до самого последнего времени.

Отсутствие мощных толщ континентальных моласс, широкое распространение среди четвертичных отложений валунно-галечникового аллювиального материала и ледниковых образований нескольких возрастных генераций свидетельствуют о постоянных восходящих движениях в области горных сооружений региона, которые продолжают развиваться и в настоящее время [71].

Современная тектоническая активность отражается в повышенной сейсмичности территории. Сейсмогенные структуры относятся к восточному флангу Байкало-Станового сейсмического пояса – Олекмо-Становой зоне, которая прослеживается в восточном направлении от р. Олекмы до Охотского моря в виде широкой полосы эпицентров землетрясений, приуроченных к зоне сочленения Алданского щита Сибирской платформы и Становой складчатой области [71].

В пределах Олекмо-Становой сейсмической зоны значение магнитуд не превышает 7,0. Глубина возникновения очагов землетрясений в сейсмической зоне находится на глубине до 40 км. Эпицентры землетрясений приурочены в основном к горным сооружениям, затрагивая борта мезозойских впадин. Они известны в центре Алданского нагорья, в районе Токинского Становика и в бассейне среднего течения р. Учур, распространены по западной границе Верхнегынымской впадины, по северной и южной границам Токинской впадины [71, сайт [IRIS Earthquake browser](#)].

На рассматриваемой территории произошло несколько крупных сейсмических событий [71]. Усмунокое землетрясение (9 августа 1972) – 6–7 балль-

ный толчок с магнитудой 4,9 произошел в пределах Ытымджинской впадины в истоках рек Усмуна (бас. р. Гонам), Сеймджа (бас. р. Тимптон) и Гыным. Суннагинское землетрясение (16 февраля 1976) – 6 балльный толчок с магнитудой 4,7 произошел в пределах восточного склона хр. Суннагин недалеко от пос. Чагда.

Глубинное строение

Территория листа находится в восточной части Алданского щита, на юго-востоке Сибирской платформы. По данным террейнового анализа Северо-Азиатского кратона, проведённого А. П. Смеловым, на территории листа выделяются террейны: Учурский (включающий в себя Тимптоно-Учурскую систему блоков), Нимнырский (включающий Нимнырский и Мелемкёнский блоки) и Сутамский (соответствующий Иджекскому и Сутамскому блокам).

Нимнырский гранулит-ортогнейсовый террейн имеет размеры ~150 x 200 км, его структурный план определяется широким развитием гранито-гнейсовых куполов. Ядра куполов слагают ортогнейсы, в то время как их плечи сложены парагнейсовым комплексом. Максимальная степень метаморфизма пород, слагающих террейн соответствует гранулитовой фации.

Сутамский гранулит-парагнейсовый террейн расположен восточнее Нимнырского и имеет в плане форму треугольника с основанием 100 км и высотой 250 км. Разделяющий их Иджеко-Нуямский разлом трассируется интенсивно расщепленными в условиях гранулитовой фации «карандашными гнейсами». Структурный план террейна определяется линейными субмеридиональными складками. Большая часть террейна (60%) сложена парагнейсами бурпалинской серии и гидатской толщи, остальные 40% приходятся на долю гранито- и эндербито-гнейсов. Условия метаморфизма в пределах Сутамского террейна соответствуют гранулитовой фации.

Учурский гранулит-парагнейсовый террейн занимает большую часть территории листа и входит в состав Восточно-Алданского супертеррейна. Структурный план террейна определяется гранито-гнейсовыми куполами размером до 150 x 150 км в поперечнике. Ядра куполов образованы гранито-гнейсами, чарнокито-гнейсами и эндербито-гнейсами. Плечи куполов сложены породами парагнейсового комплекса. Условия метаморфизма в пределах террейна соответствуют гранулитовой фации [107].

Толщина земной коры в пределах рассматриваемой территории оценивается в 42–54 км и характеризуется субмеридиональным и северо-западным простираением структурных элементов поверхности Мохо [113] (рис. 4.1).

Глубина залегания поверхности Мохо увеличивается с востока на запад и достигает своих максимальных значений на северо-западе листа. В пределах Нимнырского и Мелемкёнского блоков она составляет преимущественно 48–50 км, в Сутамском и Иджекском блоках 46–48 км.

Схема глубинного строения
масштаб 1 : 2 500 000

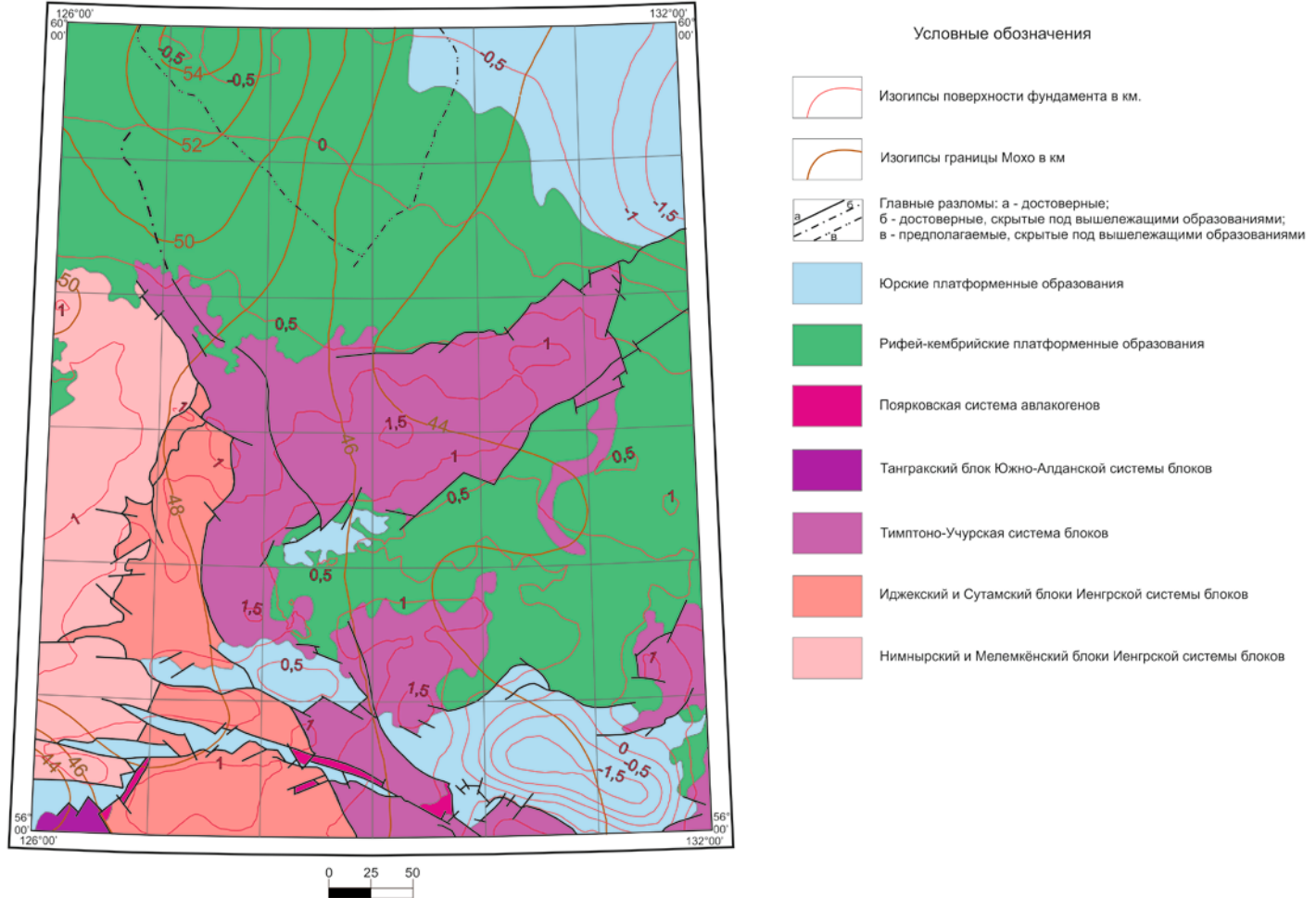


Рис. 4.1. Разрез земной коры по линии профиля «Меридиан 129°». Масштаб 1 : 1 000 000.

В пределах Тимптоно-Учурской системы блоков глубина залегания поверхности Мохо варьирует от 42 до 48 км, достигая минимальных значений на востоке территории. Резкое увеличение мощности коры до 54 км происходит в северо-западной части листа в районе сочленения Центрально-Алданского и Восточно-Алданского супертеррейнов, где кристаллический фундамент перекрыт чехлом венд-кембрийских карбонатных отложений Среднененской моноклизы.

Земная кора Алданского щита характеризуется трехслойным строением (рис. 4.2). Верхняя кора имеет мощность 12–16 км и обладает выдержанными скоростями продольных волн $\sim 6,25$ км/с, при широком изменении плотности от 2,6 до 2,84 г/см³, средняя кора при мощности 8–12 км, характеризуется градиентным нарастанием скорости и плотности с глубиной от 6,3 до 6,6 км/с и 2,82–2,9 г/см³ соответственно. Нижняя кора имеет повышенную мощность 20–24 км и высокий скоростной градиент (6,7–7,2 км/с) при небольшом изменении плотности 2,88–3,06 г/см³.

Анализ поля силы тяжести показывает, что региональное гравитационное поле в широтном направлении плавно уменьшается, что может свидетельствовать о раскислении коры при переходе от Алданского щита к Становой складчатой системе.

Вариации средней плотности кристаллической коры составляют 2,81–2,90 г/см³. Зоны разуплотнения коры до 2,83–2,85 г/см³ фиксируются в зонах, отвечающих мезозойским активизационным структурам: Южно-Якутской системе прогибов и Верхнегынымскому прогибу. Также, мощные линейные зоны разуплотнения интерпретируются как региональные разломы коромантийного заложения – своеобразные электропроводные рифтогенные зоны. Локальные минимумы значений средней плотности в 2,82–2,83 г/см³ соответствуют Джелтулинскому плутоническому и Ломамскому и Учуро-Кет-Капскому вулкано-плутоническим районам.

Максимальных значений средняя плотность кристаллической коры достигает 2,90 г/см³ на северо-западе и северо-востоке территории. В этих районах кристаллический фундамент перекрыт мощной осадочной толщей Среднененской моноклизы на северо-западе и Вилюйской синеклизы на северо-востоке. Также повышенные значения плотности отмечаются в пределах Нимнырского блока (до 2,88 г/см³).

По рельефу поверхности кристаллического фундамента центральную часть листа составляет асимметричное Алдано-Становое поднятие. К северу глубина залегания фундамента моноклиально увеличивается до –2,5 км с локальными поднятиями (на сводах) и опусканиями (во впадинах). Его южное крыло осложнено грабенами, горстами и шарьяжами. Еще южнее располагается Становое горст-грабеновое поднятие.

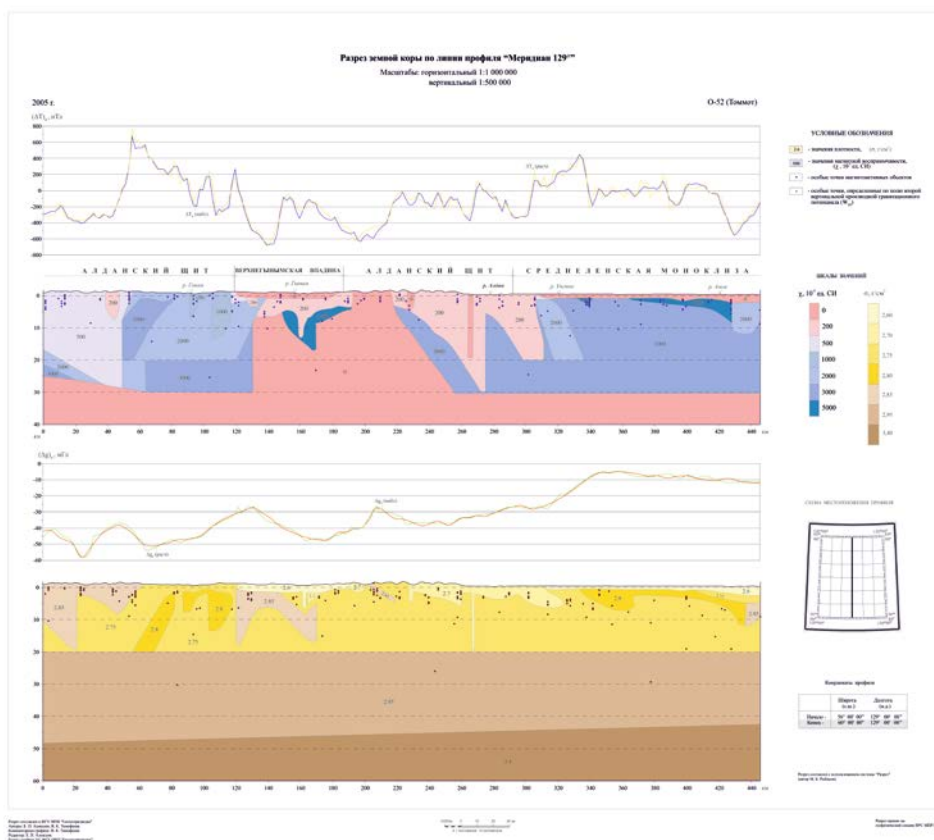


Рис. 4.2. Схема глубинного строения. Масштаб 1 : 2 500 000

Иенгская система блоков выделяется повышенным сложнодифференцированным магнитным полем с высокоамплитудными аномалиями (500–1000 нТл). С востока блок ограничен линейной аномальной зоной, выдержанной на многие 10-ки километров при ширине 5–15 км и выделяющейся высокими значениями положительного магнитного поля (1000–2000 нТл) при больших градиентах (300–500 нТл/км). Этот магнитомаркирующий горизонт обогащенных магнетитом метаморфических пород отвечает краевому шву – Тыркандинской системе разломов северо-западного простирания древнего заложения, пересекающей Алданский щит.

Тимптоно-Учурская система блоков отличается общим низким уровнем магнитного поля. В восточной части магнитные аномалии группируются в субпараллельные зоны, простирание которых постепенно меняется: северо-западные направления дугообразно переходят в субширотные. [83]

Также отчетливо выделяется Якутский разлом на севере территории, характеризующийся высокими положительными значениями индукции магнитного поля. Локальные положительные аномалии магнитного поля соответ-

ствуют Нингамскому и Джелтулинскому плутоническим, Ломамскому и Учуро-Кет-Капскому вулcano-плутоническому районам, а также Арбарастахскому пироксенитовому с карбонатитами массиву.

Авторы представленного в ОГФО разреза, построенного по профилю «Меридиан 129°», по-своему интерпретируют геофизические данные. Исходная модель разреза была принята как многослойная: верхняя мантия с плотностью $3,40 \text{ г/см}^3$, ограниченная поверхностью Мохо; нижняя кора с мощностью 22–28 км и плотностью $2,95 \text{ г/см}^3$; верхняя кора – кристаллический фундамент (AR) с плотностью $2,75 \text{ г/см}^3$, магнитной восприимчивостью 2000×10^{-5} ед. СИ и подошвой на глубине около 20 км. Разрез до глубины 5–10 км, в меньшей степени до 20 км, осложнен локальными неоднородностями разных размеров. Причем контуры магнитоактивных и плотностных объектов в ряде случаев либо совпадают, либо соотносятся между собой в структурных особенностях разреза. Плотностной разрез представляется более однородным, и на глубине более 20 км соответствует горизонтально-слоистой модели среды. Разрез магнитной восприимчивости более дифференцирован, а горизонтальные неоднородности прослеживаются до глубины 30 км. Не всегда телам повышенной магнитной восприимчивости соответствуют тела повышенной плотности, что в целом соответствует физическим свойствам кристаллических пород исследуемой территории.

В верхней части земной коры до границы Конрада (до 20 км) плотностной разрез осложнен субвертикальными неоднородностями преимущественно повышенной плотности ($2,80\text{--}2,85 \text{ г/см}^3$) на фоне вмещающей среды с плотностью $2,75 \text{ г/см}^3$. Такие объекты выделяются в разрезе, например, в интервале пикетов 0–180 км, 335–445 км. На разрезе магнитной восприимчивости им соответствуют объекты как с пониженной (не более 500×10^{-5} ед. СИ), так и с повышенной магнитной восприимчивостью (до $2000\text{--}5000 \times 10^{-5}$ ед. СИ), что характерно для пород, слагающих Алданский щит.

В интервале пикетов 230–320 км до глубины 3–5 км наблюдаются области развития менее плотных пород с плотностью $2,70 \text{ г/см}^3$. Здесь им, как правило, соответствуют слабomagнитные объекты с магнитной восприимчивостью $200\text{--}500 \times 10^{-5}$ ед. СИ, которые прослеживаются на большую глубину до 20–30 км.

Следует отметить, что петромагнитный разрез в южной и северной частях профиля характеризуется в основном достаточно высокими величинами магнитной восприимчивости до 3000×10^{-5} ед. СИ до глубины 30 км. Исключение составляет область развития практически немагнитных пород в центральной части профиля в районе пикетов 130–220 км, где располагается Верхнегынымская впадина. В осевой части рассматриваемой зоны на глубине 4–15 км выделяется тело высокой магнитной восприимчивости 5000×10^{-5} ед. СИ. Указанный объект также характеризуется повышенной плотностью $2,85 \text{ г/см}^3$ при фоновых значениях $2,75 \text{ г/см}^3$.

На петроплотностном и петромагнитном разрезах выделяются также локальные субвертикальные тела малой мощности, как правило пониженных значений плотности и магнитной восприимчивости. Их с высокой степенью вероятности можно отождествлять с зонами разрывных нарушений, тем бо-

лее, что они в большинстве случаев близки по расположению или совпадают с известными разломами.

Немагнитные породы осадочного чехла с плотностью $2,60 \text{ г/см}^3$, приуроченные к Верхнегынымской впадине и Среднененской моноклизе, на разрезе отмечаются в интервале пикетов 120–190 км и в северной части профиля (от пикета 297 км) с увеличением мощности осадочной толщи до 2,5 км на севере.

5. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В истории геологического развития региона выделяются четыре неравнозначных по продолжительности интервала, для каждого из которых характерен свой тектонический режим: пермобильный для архейского акрона, протократонный для карельского зона, платформенный для рифея и палеозойской эры и режим тектоно-магматической активизации для среднего мезозоя и кайнозоя.

Архейский акрон. Это время становления земной коры, начало ее геологической истории. На протяжении всего архея земная кора была неоднородной, однако, природа, корреляция и взаимодействие неоднородностей остаются труднораспознаваемыми. Предположительно можно говорить о последовательности формирования наблюдаемых породных ассоциаций и существовавших при этом термодинамических условиях, приведших к их метаморфическим преобразованиям. Пермобильный режим, характерный для архейского кратона, включает две стадии – литоплинтовую и шовных прогибов. Главные его особенности: высокая и продолжительная подвижность земной коры, разноориентированное и пульсирующее поле напряжений, безорогенный путь развития, сопровождающийся региональным метаморфизмом и гранитизацией, а также уникальность первичных типов горных пород как следствие особых условий их формирования.

Раннеархейский зон. Литоплинтовая стадия – наиболее ранняя в геологическом развитии земной коры. Уже в это время кора представляется дифференцированной, так как отчетливо выделяются две категории компенсационных структур – литоплинтовые системы и области их опоясывающие (перилитоплинты). В наиболее стабильных областях – литоплинтах – в условиях морской обстановки осадконакопления происходит отложение пелитов, алевропсаммитов, кремнистых пород, а также интенсивное излияние субщелочных базальтоидов. В областях, обрамляющих литоплинты, накапливаются примитивные базальты. В обеих разновидностях структур широко представлены пластовые интрузии базальтов. Продукты ультраосновного магматизма присутствуют в малых количествах.

Для следующего этапа характерно интенсивное формирование карбонатных пород, которое сопровождалось широким распространением глинисто-мелкообломочных пород и углеводородных продуктов бактериальной деятельности. Оно осуществлялось в обстановке широкого излияния лав базальтоидов повышенной щелочности, что свидетельствует об их более глубинном происхождении, чем формирование базальтов предыдущего этапа.

Устойчивость подобных структур была непродолжительной. Именно после формирования палеобассейнов позднего этапа, примерно на рубеже 3,2 млрд. лет, произошла крупнейшая кульминация тектонических движений, определившая важные особенности подвижности земной коры того времени. С этой кульминацией связаны всепроникающие процессы высокотемпературного бластеза, флюидного транзита, разнохарактерного метасоматизма, гранитизации и сложных деформаций. В это время образовались эндербиты и чарнокиты древнеалданского плутонического комплекса. Гранулитовый метаморфизм, осуществленный в экстремальных условиях, обеспечивающих сохранность пластичности горных пород ($T > 700^{\circ}\text{C}$, $P = 9\text{--}11$ кбар), в своей зональности наследует особенности первичной неоднородности коры на отмеченные выше тектонические элементы. Так, в литоплинтах устанавливается метаморфизм меньших давлений, чем в областях, которые их обрамляют.

Позднеархейский этап развития застал эти структуры в мобильном состоянии, что выразилось в их интенсивном высокотемпературном преобразовании.

Позднеархейский эон. Для этого этапа характерно формирование комплементарных зон гранитизации, приуроченных к Нимнырскому, Мелемкёнскому, Иджекскому и Тангракскому блокам, к южной части Гонамского блока, формирование анортозитовых поясов, а также мафит-ультрамафитовый магматизм приуроченный к зонам региональных разломов.

Этим процессам предшествовало разрушение пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, и переотложение их в условиях обширного мелководного бассейна, чем объясняется хорошая дифференциация осадочных пород, составляющих больше половины разреза накопленных там отложений. Вулканизм, сопровождавший осадконакопление, был унимодальным базальтовым с ничтожным развитием кислых продуктов. В то же время крупные трещинные интрузии диоритов, основных и ультраосновных пород свидетельствуют о наличии достаточно крупных расколов, связанных с растяжением земной коры, которая на инверсионном этапе испытала мощное сжатие.

Образование позднеархейских структур прерывалось дважды мощными вспышками гранитообразования и диастрофизма. Первая из них (на рубеже около 2,8 млрд. лет) привела к образованию палингенно-магматических гранитоидов ареального распространения. Крупные массивы гранитоидов образовались среди пород фундамента в обрамлении грабенов в значительной мере путем палингенеза и реоморфизма. Они встречаются почти повсеместно и отражают зоны декомпрессии как линейного (приразломного), так и изометричного (купольного) характера. Вблизи шовных структур гранитоиды преимущественно калинатовые, а за их пределами – калиевые. Здесь же широко развиты зоны высокотемпературного диафтореза и метасоматизма как меридионального, так и северо-западного простирания. К этой же стадии, очевидно, относится заложение крупной становой структуры, где в нижней коре произошло образование резервуара габбро-анортозитовой магмы (кудулакский и верхнеундытканский комплексы). Затем (на рубеже 2,6 млрд. лет.) произошла вторая вспышка диастрофизма и гранитообразования, которая привела к формированию существенно калиевых, умеренноглубинных гранитоидов (идюмский, нелюкинский, неречинский комплексы).

В течение позднего архея сформировались месторождения и рудопроявления флогопита, железа, хрустала и графита Верхнетимптонского, Магантас-Илинского и Сутамского рудных районов. Также возникли некоторые месторождения и проявления корунда, мусковита и золота Севериканской минерагенической зоны.

Раннепротерозойский эон. В раннем протерозое на Алдано-Становом щите начался орогенный этап развития, произошли расколы фундамента, вдоль которых проявились разнонаправленные перемещения блоков, интенсивный катаклиз пород, локальный метаморфизм, формирование зон бластомилонитов. В это время произошло первое появление структур, тождественных плитным (хатакратонных, авлакогеновых), что ознаменовало начало протократонного режима. В течение раннего протерозоя имели место интенсивные процессы тектоно-метаморфической переработки уже сформировавшихся комплексов и интенсивный достаточно разнообразный магматизм. В это время произошло внедрение полифазных интрузий габбро и диоритов унгринского комплекса, максимально распространенных в унгра-дес-леглиерской зоне, проявленных лишь в небольшой области на западе территории листа. Также продукты интрузивной деятельности представлены высокотемпературными гранитоидами – лейкогранитами и субщелочными гранитами (каменковский комплекс), чарнокитами и гранитами (усть-иджекский комплекс) и монцонитами (тиитский комплекс). Широко были развиты процессы разноглубинного метасоматоза, в том числе пегматитообразования, которые привели к выносу и концентрации разнообразных лито- и халькофильных элементов. Раннепротерозойский этап завершился заложением крупных прогибов (протоавлакогенов) на юге листа, выполненных породами поярковской серии.

С ранним протерозоем связано формирование урановых и редкоземельных объектов Тыркано-Учурской минерагенической зоны, некоторых рудных объектов Севериканской корундово-мусковит-золотоносной зоны, проявлений и месторождений золота, серебра и молибдена Сутамо-Брянтинского и Токско-Алгаминского рудных районов.

Позднепротерозойский (рифейский) эон. На этом этапе развития на территории установился платформенный режим, который с позднего протерозоя и примерно до конца кембрия проявлялся неравномерными колебательными движениями, которые сменились затем на длительное время сверхустойчивым состоянием, необычным даже для платформ.

В рассматриваемом регионе отчетливо проявились четыре стадии платформенного режима. В верхнепротерозойскую стадию сформировались три основные структурные формы, определившие конфигурацию древнего палеобассейна: Тимптонское и Становое поднятия и Учуро-Майская плита, которая являлась крупнейшей областью осадконакопления того времени. Поднятия в течение всей стадии оставались областями сноса.

В развитии Учуро-Майской плиты устанавливаются три этапа. На первом этапе (раннерифейская эра) образовался Учурский авлакоген, который унаследовал от предшествующего режима структурный план и состоял из двух ветвей. Основная или Учурская ветвь протягивалась от верховьев Учюра до его устья и далее на север-восток, очевидно, за долину Амги. Гонамская по-

бочная ветвь протягивалась в субширотном направлении от долины Учур до верховьев Гонама и разделяла Становое и Тимптонское поднятия. Учурский авлакоген выполнен карбонатно-обломочным континентально-морским красноцветным комплексом пород (до 1000 м). Наиболее интенсивный снос материала происходил с южной и восточной сторон, где среди конгломератов встречаются продукты размыва нижнепротерозойских образований. Восточный борт авлакогена характеризовался более высоким градиентом мощностей. Отличительной особенностью гонамской ветви является наличие незначительных излияний толеитов и полное отсутствие карбонатных пород. Область повышенного образования карбонатов отчетливо тяготеет к центральной части Учурской ветви. Палеогеографическая обстановка этого этапа была аридной, благоприятной для слабого солеобразования, накопления осадочных железных руд.

На втором этапе формировался плитный комплекс Учуро-Майской структуры. Морская трансгрессия волнообразно, с некоторыми перерывами, шла с востока и юго-востока и охватила восточную часть региона. Первый этап трансгрессии, произошёл в раннерифейскую эру. В это время накапливались песчаники и доломиты гонамской, омахтинской и эннинской свит. Второй этап трансгрессии (среднерифейский), в результате которого отложились песчаники, аргиллиты, алевролиты и известняки нижней подсерии керпыльской серии, распространился значительно далее к западу, примерно до восточных склонов Тимптонского поднятия. С каждой последующей трансгрессией снижалось поступление обломочного материала из областей сноса и возрастала длительность формирования кор выветривания, разделяющих этапы трансгрессии. К промежутку между первым и вторым этапами было приурочено формирование протяженных поясов даек долеритов и габбродолеритов сиваглинского комплекса, присутствующих, в том числе, и в пределах Верхнечаро-Учурской СФЗ.

Условия палеобассейна благоприятствовали развитию водорослей и бактерий, благодаря чему возникли не только мощные строматолитовые постройки, но и проявления нафтоидов и повышенное количество глин с богатым содержанием органического вещества (вплоть до горючих сланцев). С расцветом биоценоза, по-видимому, связано и слабое фосфатообразование в эннинской свите. Седиментация во время трансгрессии часто протекала в восстановительных условиях, которые были временными, что приводило к накоплению железа то в сульфидной, то в окисной форме.

К концу позднего протерозоя (0,7–0,57 млрд. лет) вся рассматриваемая территория оказалась полностью осушенной в результате регрессии моря, сохранившегося лишь за пределами листа, восточнее р. Мая. В это время произошло внедрение арбарастахского пироксенитового плутонического комплекса. На границе венда–раннего кембрия началась интенсивная пенепленизация региона, после чего последовала трансгрессия, вплоть до наступления инундационного этапа, охватившая почти всю территорию. В эпиконтинентальном морском бассейне накапливались глинисто-карбонатные осадки. Несмотря на небольшую мощность, они четко дифференцированы по принадлежности к двум литофациальным областям – Ангаро-Алданской области и Алданскому щиту. На Алданском щите происходило накопление до-

ломитов и известняков, среди которых дважды появляются пестроцветные мергелистые горизонты. Образование последних связано с изменением обстановки седиментации в результате распада шельфа на системы многочисленных лагун, лиманов, заливов. Именно среди этих горизонтов сохранились органогенные постройки, которые образовали рифовую зону. Мощность осадков в Ангаро-Алданской области в раннекембрийское время была меньше, чем в Алданской (соответственно 200 и 450 м). Условия их седиментации также принципиально отличались. Во-первых, в Ангаро-Алданской области накапливались известняково-доманикоидные осадки, обогащенные органогенным материалом. Повышенное содержание органогенных построек и продуктов их разрушения характерно также и для пестроцветных и сероцветных фаций карбонатных пород этой зоны, с чем, вероятно, связана их слабая фосфатность. Во-вторых, в Ангаро-Алданской области продолжалось интенсивное карбонатообразование (унгелинская, олёмминская, барылайская, иниканская и чайская свиты), в то время как Алданская оказалась осушенной.

С рифейским временем связано формирование редкометалльных объектов Тьркано-Учурской минерагенической зоны.

Палеозойская эра. В конце кембрия в районе преобладали восходящие движения, и он испытал общее воздымание. Во время позднекембрийской – триасовой паузы регион сохранял свехустойчивое состояние. Оно было нарушено только однажды – в среднем палеозое, когда на северо-западе происходило внедрение даек долеритов и трахидолеритов чаро-синского гипабиссального комплекса с господствующим северо-восточным простираем.

Сибирская платформа в позднем палеозое и триасе представляла собой область поднятия, на которой происходило формирование карста и кор выветривания, сохранившихся от размыва при трансгрессии моря, наступавшего со стороны р. Вилюй.

В палеозое завершилось формирование объектов Северо-Алданской нефтегазоносной области.

Мезозойская эра. В мезозойскую эру территория листа подверглась интенсивным процессам тектоно-магматической активизации. Активизационный режим характеризует всю новейшую историю развития южной части территории, ограниченной на севере долиной р. Алдан. Происходит существенная перестройка структуры консолидированной земной коры по всей ее мощности.

В начале юры рассматриваемую территорию захватила незначительная краевая часть Вилюйского бассейна, существовавшего весьма недолго. Здесь накопилась толща (до 360 м) обломочных континентальных пород с признаками угленосности и сульфидного конкрециеобразования (укугутская свита). Юрский этап продолжился небольшой вспышкой вулканической деятельности, которая не остановила крупную волну прогибания восточной части Сибирской платформы, распространившуюся почти на всю исследуемую территорию со стороны р. Вилюй, за исключением районов верховьев Гонама, Учюра. Все это создало предпосылки для накопления слабоугленосных обломочных пород в континентальных условиях (юхтинская свита). Источником сноса являлись смежные области, а также мелкие вулканоструктуры в центральной части региона.

Со средней юры в местах, обозначенных такими вулканоструктурами, начинает формироваться сводовое поднятие. Это привело к компенсационному прогибанию южной части раннеюрского бассейна, накоплению в нем осадков мощностью до 1200 м (дурайская, кабактинская, беркакитская свиты) и к оживлению магматической деятельности (томмотский вулканический комплекс). С погружением дна бассейна увеличивается толща угленосных отложений, мощность их по мере роста свода существенно возрастает, вулканоструктуры исчезают.

В конце юры – раннем мелу устанавливается инверсия, определившая переход к позднему этапу. На этом этапе осадкообразование имело различный характер в мульдах типа Ундытканской и в наложенных впадинах типа Токарикской. Во всех этих структурах соотношение мощностей накопления вулканогенного и грубообломочного материалов было различным. Так в нерюнгриканской свите вулканическая составляющая весьма невелика, в то время как в ундытканской, нагорнинской и сэгангринской свитах вулканогенный материал играет важную роль. Общая мощность отложений достигает сотен метров. На большей части территории вулканической деятельности, повидимому, не было. Однако здесь максимально проявлялся интрузивный магматизм, кульминация которого совпадает с интенсивным разрушением свода. На границе юры и мела произошло внедрение мукундинского монцодиорит-гранодиоритового комплекса. Вслед за ним происходило становление кет-капского монцодиоритового комплекса на востоке и алданского монцит-сиенитового комплекса на западе территории.

У подножия свода возникает система разломов, динамика которых заметно зависит от приуроченности к южному или северному (более пологому) крылу. У южного крыла в обстановке более сильного сжатия образуется параллельная система протяженных горстов и грабенов, на северном возникают простые двусторонние горсты. Восточнее Учюра разрывная тектоника имеет рассеянный характер. Магмоподводящие разломы приурочены к южному крылу свода, реже к оси свода и сконцентрированы в основном в магматоглыбовых системах центрального типа. Процессы магматизма развивались по-разному в районах с преобладанием общего сжатия (южная часть территории) и в районах преимущественно вертикальных движений (северная часть). Если для южных районов характерны интрузии умеренно глубинных магм нормального состава (часто натровых), то в северных районах свода господствуют интрузии глубинных щелочных калиевых магм. Все это отражает рост глубин зарождения магматических очагов с юга на север. Этап мезозойской тектоно-магматической активизации завершился внедрением карабуранского монцодиорит-гранодиоритового комплекса и даек ручья Арбарастах, а также повсеместно проявленной гидротермально-метасоматической деятельностью.

По всей видимости, мезозойское развитие региона следует признать соответствующим рамповому, а не рифтовому типу.

С мезозойской эрой связано формирование большинства золоторудных объектов, а также месторождений и проявлений серебра, молибдена и урана. В это же время образовались угленосные отложения Южно-Якутского угленосного бассейна.

Кайнозойская эра. Кайнозойская стадия – 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. и охватывает всю область мезозойской активизации. С эоцена район начал испытывать восходящие блоковые движения разной интенсивности, и к неогену в нем заложилась речная сеть, близкая к современной. В озёрах и долинах рек с эоцена по плиоцен накапливались озерные, озерно-аллювиальные и аллювиальные песчано-галечные отложения. Вероятно, после формирования плиоценовых кор выветривания начала обновляться диагональная система разломов, частично наложенных на мезозойские структуры. На крайнем юге территории появились единичные очаги трахибазальтового вулканизма (окононский вулканический комплекс) и среднечетвертичное оледенение начало свою разрушительную деятельность на восстановленных горных сооружениях. Активные неотектонические подвижки на кайнозойском этапе развития привели к формированию россыпных месторождений золота в регионе.

6. ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рассматриваемая территория представляет собой крупное краевое поднятие Сибирской платформы, и относится к области сочленения Алдано-Станового щита и юго-восточной части платформы, на которую наложены разнотипные структуры мезозойско-кайнозойской активизации. Практически весь рельеф территории щита представляет собой различные по диаметру морфоструктуры центрального типа, ограниченные склонами, облик которых преобразовывался в результате гравитационных, делювиальных и солифлюкционных процессов. Северный склон щита погружается здесь полого к северу, как и покрывающие его породы осадочного чехла. В рельефе отчетливо отражены геологические структуры – как древние складчатые, играющие пассивную роль в его формировании, так и молодые неотектонические блоковые. Распределение основных геоморфологических элементов обусловлено геологическим строением региона.

Рельеф в целом отличается большим разнообразием форм и сложностью сочетания высоких горных хребтов с обширными плоскогорьями, плато и внутригорными впадинами. Преобладают поверхности выравнивания и эрозионно-денудационные плато на кристаллических породах фундамента. Контрастность рельефу придают обусловленные глыбовыми движениями фундамента горные гряды, кряжи, массивы, характеризующиеся гольцовыми формами рельефа. В тектонических впадинах (Токинской, Гонамской, Бтымджинской) развит среднегорный рельеф.

Основная рельефообразующая роль в пределах рассматриваемой территории, определяющая распространение и тип морфоструктур, принадлежит экзогенным деструктивным процессам, интенсивность которых определяется энергией неотектонических движений. 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 (курумообразования), гольцовой нивации. Обнаженность кристаллических образований на территории листа хорошая, а платформенный чехол и мезозойские отложения вскрыты плохо и в основном по долинам рек. Разветвленная речная сеть в условиях общего поднятия территории способствует широкому развитию денудационно-эрозионной морфоскульптуры, расчленению возвышенных равнин, активизации карстовых процессов на карбонатных породах.

В пределах листа основными морфоструктурами являются Лено-Алданское плато на севере, Тимптоно-Учурское нагорье в центральной части и Токинский Становик на юге.

Лено-Алданское плато, соответствующее южной части чехла Сибирской платформы и являющееся восточной частью Приленского плато, занимает северную треть листа. Лено-Алданское плато ограничено р. Алдан с юга и четко отличается от двух других провинций специфическим рельефом. Это довольно однообразная, слаборасчлененная (200–500 м), ступенчатая высокая равнина с относительными превышениями 150–300 м и абсолютными высотами 460–680 м и практически отсутствующими склонами. Широкие плоские водоразделы и разделяющие их долины имеют четкую единую направленность. Они представляют собой серию гряд преимущественно меридионального и северо-северо-западного простирания, обусловленного трещиноватостью карбонатных кембрийских толщ, принимающих участие в строении Тимптонской моноклизы. Широкие водоразделы рр. Амга и Алдан, часто осложненные уступами, имеют широтное и северо-восточное простирание. В свою очередь долины их притоков имеют строгую меридиональную или близмеридиональную направленность, что объясняется карстовыми процессами, предопределенными трещиноватостью. Значительное распространение здесь получили мерзлотные и карстовые формы рельефа.

Тимптоно-Учурское нагорье охватывает всю центральную часть территории. На севере оно граничит с Лено-Алданским плато, а на юге – с Токинским Становиком. В структурном отношении эта морфоструктура принадлежит к Алданскому щиту. Направление хребтов здесь определяется глубинными разломами северо-восточного направления (хребты Суннагин, Калтанджур, Бруингра, Гугингра, Кет-Кап). Значительную роль в формировании рельефа Тимптоно-Учурского нагорья сыграли уступы и склоны широтного простирания. Они определили некоторую ступенчатость тектонических блоков, интенсивность поднятия которых, судя по степени сохранности денудационной поверхности, увеличивается в южном направлении. Здесь широко распространены морфоструктуры изометрической формы, отражающие древние купола и структуры центрального типа. Склоны горных гряд и возвышенностей, возникших в результате препарировки юрско-нижнемеловых и протерозойских интрузивных тел, широко развиты и прослеживаются в основном по южной окраине Тимптоно-Учурского нагорья. На левобережье р. Тимптон, в Дялтулах-Алданском междуречье и в районе оз. Мар-Кюель, сохранились фрагменты низкого плоскогорья – слаборасчлененные (100–200 м) участки с абсолютными высотами 1000–1100 м. В целом в рельефе Тимптоно-Учурского нагорья отмечается чередование высоких и средней высоты хребтов, горных гряд и массивов с плоскогорьями и низкогорным рельефом, а также аккумулятивными равнинами внутригорных впадин. Широко развиты мерзлотные формы рельефа.

Южную часть листа занимает морфоструктура **Токинского Становика**, являющаяся восточным окончанием Станового хребта и представляющая собой горст, поднятый в пределах территории до 2300 м. Токинский Становик относится к возрожденным горам шовных зон складчатых областей мезозойского возраста, а по типу тектонических движений – к сводово-глыбовым.

Этот блок архейских пород ограничен разрывными нарушениями, отчетливо выраженными в рельефе структурными склонами и уступами северо-западного простирания. Он в свою очередь разбит разломами северо-восточного простирания на отдельные блоки с различными амплитудами поднятий. Рельеф расчленен очень глубоко (1200–1300 м). Реки в пределах Токинского Становика горные с невыработанным профилем долин. У подножий склонов нередко конусы, сформированные десертацией. Типичны формы ледниковой экзарации. Вершины изъедены карами, цирками. Верхние участки долин чаще всего являются троговыми. Основная рельефообразующая роль принадлежит гравитационным процессам, обусловленным глубоким расчленением, значительной крутизной склонов, отсутствием растительности в гольцовой зоне и интенсивным морозным выветриванием. По всему району распространены мощные коллювиальные и коллювиально-солифлюкционные шлейфы. Аккумулятивные ледниковые образования развиты преимущественно у подножья Токинского Становика.

ВЫРАБОТАННЫЙ РЕЛЬЕФ

Структурный рельеф представлен, главным образом, прямолинейными склонами горных массивов, гряд, хребтов и поверхностей, обусловленными разрывными дислокациями (в основном унаследованными), ограничивающими неотектонические блоки. Склоны и уступы разграничивают геоморфологические провинции и определяют морфоструктурный план региона. В пределах Лено-Алданского плато, связанного с платформенными структурами, их значительно меньше, чем в остальных геоморфологических провинциях. В целом склоны и уступы, предопределенные разрывными нарушениями разнообразных простираний, фиксируют активизировавшиеся в кайнозое региональные разломы древнего заложения. Их возраст, а соответственно и возраст ограниченных ими тектонических блоков, является кайнозойским, так как по ним смещается денудационная поверхность – остаток палеогенового пенеплена с корой выветривания эоцен-олигоценного возраста. Активизация этих разломов произошла в миоцене после этапа корообразования, одновременно с активизацией геолого-геоморфологических процессов.

На территории листа выделено три генетических группы рельефа: денудационно-тектонической, денудационной и аккумулятивной.

ДЕНУДАЦИОННО-ТЕКТОНОГЕННАЯ ГРУППА

Включает 5 разновидностей склонов горных сводово-глыбовых поднятий на кристаллических породах фундамента, моделированных гравитационными и экзарационными процессами, представляющими морфологически различные типы горного рельефа. Фактически все склоны (кроме экзарационных) созданы речной эрозией, степень их крутизны обусловлена интенсивностью тектонических поднятий.

1. Склоны крутые и средней крутизны альпинотипного рельефа. Они приурочены к наиболее приподнятым участкам горных хребтов и возникли в результате существенной переработки склонов экзарационными процессами.

Характерными элементами их являются ледниковые цирки, кары, трог и связанные с ними формы ледниковой аккумуляции. Возраст рельефа определяется как средний-поздний неоплейстоцен (Q_{II-III}).

2. Склоны крутые, моделированные обвально-осыпными, солифлюкционными и экзарационными процессами, приурочены к району Токинского Становика. Созданный ими среднегорный рельеф характеризуется значительной глубиной и крутизной эрозионных врезов, преимущественно суженными гребневидными водоразделами, осложненными формами гольцовой нивации. Возраст рельефа определяется как позднепалеоген-четвертичный (P₃-Q).

3. Склоны средней крутизны и пологие, моделированные гравитационными и солифлюкционными процессами, развиты в относительно опущенных тектонических блоках, к которым приурочены хорошо разработанные долины рек Гонам, Алгама. Глубина эрозионного вреза достигает от 300–400 до 500 м. Характерно присутствие следов древней гидрографической сети, как на водоразделах, так и в самих долинах. Возраст рельефа определяется как позднепалеоген-четвертичный (P₃-Q).

4. Склоны крутые и средней крутизны, моделированные гравитационными процессами, солифлюкцией, экзарацией и локальной ледниковой аккумуляцией распространены в центральных частях Тимптоно-Учурского нагорья и Токинского Становика. 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. Возраст рельефа определяется как позднепалеоген-четвертичный (P₃-Q).

5. Склоны средней крутизны и крутые, горных хребтов, массивов, активированных блоковых платформенных структур. Этот среднегорный рельеф, представленный изолированными горными поднятиями, распространен преимущественно на Тимптоно-Учурском нагорье. В его геологическом строении участвуют в основном породы фундамента, насыщенные интрузивными образованиями и частично осадочные породы платформенного чехла. Возраст рельефа определяется как позднепалеоген-четвертичный (P₃-Q).

ДЕНУДАЦИОННАЯ ГРУППА

К ней относятся склоны купольных морфоструктур, поверхности выравнивания, эрозионный рельеф склонов речных долин и эрозионно-денудационный рельеф.

6. Склоны купольных морфоструктур, predeterminedенные препарировкой интрузий. 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. Возраст рельефа оценивается как палеоген-четвертичный (P-Q).

7. Поверхности выравнивания, созданные комплексной денудацией, очень скудно представлены остатками пенеппенизированной поверхности на западе Тимптоно-Учурского нагорья. Здесь развита эоцен-олигоценая кора выветривания преимущественно каолинитового состава. Это выровненные, слабо-наклоненные и пологоволнистые водоразделы разной степени сохранности, поднятые в результате неотектонических движений на различную высоту на абсолютных отметках 800–1900 м. Наличие многолетней мерзлоты обуславливает заболачивание их поверхности. Возраст рельефа определяется как палеоген-четвертичный (P-Q).

8–10. Эрозионный рельеф крутых склонов речных долин (8), склонов речных долин средней крутизны (9) и пологих склонов речных долин (10). Эти типы рельефа имеют 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, влияющими на форму склонов, являются состав коренных пород, слагающих склоны речных долин, и гидравлические характеристики речной сети. Эрозионный рельеф пологих склонов речных долин характерен для Лено-Алданского плато. Наиболее крутые склоны отмечаются на южных окраинах Тимптоно-Учурского нагорья и Токинского Становика. Длительность их формирования охватывает неоген-голоцен (N-Q).

11–13. Эрозионно-денудационный рельеф пологих и средней крутизны склонов на кристаллических породах архей и протерозоя (11), осадочных карбонатных и терригенных породах кембрия, венда и рифея (12) и осадочных породах юры (13) морфологически представляют собой эрозионно-денудационные плато, которые наиболее широко распространены на рассматриваемой территории в пределах Лено-Алданского плато (пологие склоны) и на южных склонах Тимптоно-Учурского нагорья и на Токинском Становике (склоны средней крутизны). Рельеф плато осложнен мерзлотными формами (бугры пучения, термокарстовые просадки), а на карбонатных породах – карстовыми воронками. Имеют высоту склонов обычно не более 200 м. Нередко прямолинейные склоны соответствуют прямолинейным участкам долин, приуроченным к зонам разломов. Иногда долины притоков также располагаются вдоль трещин, сопровождающих основных тектонические зоны. Плато, приуроченное к водоразделам крупных рек – Амги, Алдана, расчленено разветвленной сетью речных долин их притоков. 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, реке

палеогеновой речной сети. Цокольные террасы распространены шире, чем аккумулятивные. В долинах Алдана, Учура, Амги они прослеживаются в виде локальных участков. Всего насчитывается 6 таких террас, созданных глубинной и боковой эрозией. Они имеют высоту от 12–15 м (I терраса) до 80–100 м (VI терраса). Современная гидросеть в общем наследует древнюю – миоценовую, что дает основание определять длительность формирования денудационно-эрозионных склонов неогеном-голоценом (N-Q).

АККУМУЛЯТИВНАЯ ГРУППА

Аккумулятивный рельеф распространен незначительно, преимущественно в речных долинах и во впадинах, и представлен поймами, аккумулятивными и реже эрозионно-аккумулятивными надпойменными террасами низкого, среднего и высокого уровней, аллювиально-пролювиальными поверхностями, озерными равнинами, озерно-аллювиальными равнинами, моренными и гляциофлювиальными равнинами, созданными ледниковой аккумуляцией разного возраста.

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 рр. Лены и Алдана.

14. Аллювиальные поймы и днища долин с аккумулятивными, реже эрозионно-аккумулятивными террасами низкого уровня развиты повсеместно в долинах крупных рек и их притоков (Алдана, Амги, Гонама, Гыныма, Учура). Включает в себя пойму, днища долин и комплекс низких террас, имеющих преимущественно аккумулятивное, реже эрозионно-аккумулятивное строение. Возраст поймы определяется как современный на основании споропыльцевых данных, археологических стоянок, её геоморфологического положения (пойменный аллювий вложен в аллювиальные отложения I надпойменной террасы). Возраст определяется как позднплейстоценовый-голоценовый (Q_{III-H})

15. Аллювиально-аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные террасы низкого и среднего уровней распространены в долине рек Алдан и Гонам. Возраст этого комплекса террас определяется как неоплейстоценовый (Q_{I-III}).

16. Эрозионно-аккумулятивные террасы среднего уровня представляют собой в основном плохо изученные редко встречающиеся фрагменты надпойменных террас, сохранившихся местами в долине реки Алдан. Возраст этого комплекса террас определяется как средний-верхний неоплейстоценовый (Q_{II-III}).

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. 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 нескольких рек: Конеркит, Гонам, Гувилгра. 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. Элементы древней гидрографической сети частично унаследованы современной речной сетью.

17. Аллювиально-пролювиальные поверхности созданы временными потоками, пролювиальными шлейфами и конусами выноса. Они распространены в наиболее широких участках речных долин (Гонама, Гыныма), приуроченных к внутригорным впадинам, а также развиты у подножий склонов долин, часто совпадающих со структурными склонами, и представляют собой линейные аккумулятивные поверхности, полого наклоненные к тальвегу долин. Возраст рельефа определяется как верхнелепестово-четвертичный (Q_{III-H}).

18. Озерная равнина на рассматриваемой территории наблюдается на южной границе листа и занимает днище оз. Бол. Токко. Возраст рельефа определяется как четвертичный (Q_H).

19. Озерно-аллювиальные равнины, созданные совместной деятельностью рек и озер, распространены локально: на северо-востоке листа в долине реки Алдан, и на юго-западе листа, по правому борту долины притока р. Гонам р. Токорикан. Характерной их особенностью является заболоченность, множество озер, преимущественно старичных.

Основной причиной заболачивания 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 прослои льда мощностью до нескольких метров. Возраст рельефа определяется как верхнелепестово-четвертичный (Q_{III-H}).

20. Моренные равнины сартанского оледенения. Сартанское оледенение имело преимущественно долинный характер, его хорошо сохранившиеся следы представлены в основном конечными стадийными моренами, береговыми и основными моренами. Количество стадийных морен в разных долинах варьирует от 3–5 до 8–12. В горах Токинского Становика оледенение носило преимущественно карово-долинный характер. Протяженность ледни-

ков обычно ограничивалась первыми километрами. Возраст рельефа определяется как верхнеплейстоценовый, четвертая ступень (Q_{III}).

21. Моренные равнины муруктинского оледенения. Муруктинское оледенение, существенно превосходившее по размерам сартанское, имело также преимущественно долинный характер. Связанные с ним формы рельефа – конечные, береговые и основные морены, отличаются хорошей сохранностью. На Токинском Становике муруктинское оледенение имело в основном карово-долинный характер и небольшие размеры. Возраст рельефа определяется как верхнеплейстоценовый, вторая ступень (Q_{III}).

22. Моренные равнины, коррелятные самаровскому оледенению, сохранились в верховьях рек Оюмрак, Ундыткан, Мулам на юге и юго-востоке территории листа в виде фрагментов пологохолмистых основных морен. Возраст рельефа определяется как среднеплейстоценовый, четвертая ступень (Q_{II}).

23. Гляциофлювиальные равнины муруктинского оледенения, образованные в эпоху его деградации, имеют весьма ограниченное распространение. Один из наиболее крупных фрагментов таких равнин сохранился в Токинской впадине. Равнина, сложенная валунно-галечно-песчаными отложениями, характеризуется уплощенным рельефом и частично заболочена. Возраст рельефа определяется как верхнеплейстоценовый, вторая ступень (Q_{III}).

24. Гляциофлювиальные равнины самаровского оледенения (Q_{II_4}) сохранились крайне фрагментарно и локализуются в центре Алданского нагорья и в Токинской впадине, где представляют собой поверхность ребристой и чешуйчатой морены, а также холмисто-грядовый рельеф абляционной морены. Возраст рельефа определяется как среднеплейстоценовый, четвертая ступень (Q_{II}).

Формы рельефа

Многообразии 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 и форм рельефа.

Наиболее широко проявлены геодинамические процессы, связанные с многолетней мерзлотой, проявляющиеся как на равнинной, так и на горной территории. В пределах Лено-Алданского плато и Тимптоно-Учурского нагорья они представлены термокарстовыми западинами, буграми пучения, развитыми как в речных долинах, так и на водораздельных пространствах. С многолетней мерзлотой тесно связаны процессы заболачивания и широкое развитие на склонах долин Тимптоно-Учурского нагорья солифлюкции и десерпционных шлейфов.

В горах в гольцовой зоне и на высоких водоразделах со сплошным развитием многолетней мерзлоты активно проявляются процессы нивации, с которыми связано формирование нагорных террас – типологических форм рельефа гольцовой зоны.

Карстовые процессы развиты преимущественно в пределах Лено-Алданского плато и северной части Тимптоно-Учурского нагорья, на известняках и доломитах кембрия; южнее карст, связанный в основном с юрскими терригенными породами, 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 наблюдается исчезновение водотоков в верховьях и среднем течении рек, а на сухих участках бывших русел фиксируются свежие карстовые провалы.

Неотектоника

Новейшая тектоника, наследуя древний структурный план, подчеркивает древние структуры в современном рельефе. Так, Суннагинскому горсту соответствует хребет Суннагин, а Дыгдинскому валу – хребет Дыгдысиса. Наиболее активными в отношении проявления новейших тектонических движений являются высокие горные хребты центральной и юго-западной части региона. На фоне общей тенденции умеренного и слабого поднятия, активные неотектонические структуры, морфологически выраженные в виде изолированных коротких хребтов, кряжей, массивов, развиты локально и в основном связаны с поднятиями по глубинным разломам отдельных блоков архейского фундамента. Выделяются две площади: в пределах Лено-Алданского плато, испытывавшего блоковые поднятия с амплитудой 100–400 м, и на территории большей части Тимптоно-Учурского нагорья, представляющего собой район унаследованных сводовых поднятий небольшой амплитуды.

Сейсмика

Сейсмотектоническая активность региона носит дискретный характер в силу того, что рассматриваемая территория располагается на стыке Байкальской сейсмотектонической области и Ленской асейсмической провинции. Эпицентры самых крупных землетрясений (10–13 энергетических классов) приурочены в большей степени к южной половине описываемого листа. Особенно выделяется плотностью и интенсивностью сейсмических событий Бурпалинский район, центральную часть которого занимает Мамулайский хребет. Здесь насчитывается 11 сейсмических событий 10–13 энергетических классов в период с 1970 по 1978 гг.

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. Одним из главных этапов геологиче-

ской истории, оказавшим влияние на развитие структурного плана территории, последнего новейшего этапа – был этап раннемезозойской активизации, 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 пенеплиннизации с образованием площадных каолинитовых 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 пенеплиннизации 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 мел-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. 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 четвертичное время, с эоплейстоцена, начинается чередование ледниковых и межледниковых эпох, наиболее четко проявившихся в неоплейстоцене, а общее прогрессирующее похолодание климата, наблюдается и до нашего времени.

Следы ледниковых отложений, сохранившиеся на рассматриваемой территории (цирки, кары, курумы, моренные гряды и валы), свидетельствуют о наличии по крайней мере 3-х оледенений: самаровского (Q_{II}), муруктинского (Q_{III}) и сартанского (Q_{III}). Первое оледенение имело преимущественно полупокровный, реже долинный характер, а два позднечетвертичных – в основном долинный.

На протяжении четвертичного периода в речных долинах сформировались 7 цикловых надпойменных террас, объединенных в три комплекса: средневысотных (Q_{II-III}), низко и средневысотных (Q_{I-III}) и низковысотных (Q_{III-H}).

В настоящее время территория испытывает неоднородное поднятие, о чем свидетельствуют интенсивное расчленение склонов горных сооружений, широкое развитие на них щебенчато-глыбовых коллювиальных отложений, продолжающееся накопление обломочного материала в пролювиально-делювиальных шлейфах у подножий горных хребтов, резкие и крутые изгибы долин рек, развитие в них антецедентных участков, обилие в руслах водото-

ков порогов и перекатов, висячие устья распадков и относительно небольшая мощность руслового и пойменного аллювия.

7. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Описываемая территория богата самыми разнообразными полезными ископаемыми, в её пределах выявлены и вынесены на карту 1106 объектов, из них 182 месторождения, 756 проявлений, 83 точки минерализации и др. Однако, из-за отсутствия дорог поиковые и разведочные работы на большей части листа велись только на золото, что привело к недооценке многих объектов. Промышленно значимыми полезными ископаемыми, формирующими основу минерально-сырьевой базы региона, являются золото, уран, каменный уголь и железо.

В пределах Центрально-Алданского района выявлен ряд рудных объектов, в том числе месторождение коренного золота. В ближайшем будущем планировалось освоение наиболее крупных золото-урановых объектов входящих в Эльконскую группу месторождений. Часть месторождений частично отработаны, закрыты или находятся в нераспределенном фонде.

В данной главе приведено описание основных, типовых объектов полезных ископаемых, характерных для конкретных минерагенических формаций и территориальных подразделений (зона, район и узел). Информация по всем рудным объектам помещена в базе данных «Полезные ископаемые». Ряд объектов с непромышленными содержаниями полезных ископаемых, ранее классифицированных как месторождения, переведены в ранг рудных проявлений.

Минерагеническое районирование листа проведено на основе актуализированной Легенды Алдано-Забайкальской серии листов.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Нефть и горючие газы

На описываемой площади не зарегистрировано сколько-нибудь значительных проявлений нефти, газа и битумов, которые можно было бы показать на карте. Но в северо-восточной части территории в рифей-нижнекембрийских породах юдомской серии и кембрийских отложениях бырылайской и иниканской свит известны очень мелкие проявления битумов и капельножидкой нефти.

Эти отложения к северу от территории листа на площади Лено-Виллойского нефтегазоносного района могут служить источником органического вещества для промышленных месторождений [49].

Твердые горючие ископаемые

Каменные угли. Распространение каменного угля ограничено развитием мезозойских отложений с промышленными и потенциально промышленными объектами *каменноугольной формации*. Мезозойские угленосные отложения, развитые па юге листа, относятся к Южно-Якутскому каменноугольному бассейну. Здесь расположены Токинский и Ытымджинский районы, Гувилграская, Токарикская и Гюскангра-Нуямская площади этого бассейна. Угольные пласты и прослои встречаются по всему разрезу угленосной толщи. В Токинском районе установлено более 50 угольных пластов, не менее 20 из которых имеют рабочую мощность. Распределение угленосности в разрезе, как и в Алдано-Чульманском районе, подчинено сложной периодичности, заключающейся в приуроченности наиболее угленасыщенных горизонтов к верхним частям крупных ритмов и в общем повышении ее вверх по разрезу (табл. I).

Таблица 1

Распределение угленосности в разрезе Токинского района

Свита	Количество угольных пластов	Из них рабочих более 0,6 м	Расположение выходов угольных пластов
Ундытканская	10	3	Водораздел рек Ундыткан, Укикит, Эльга
Нерюнгриканская	6	2	Водораздел рек Ундыткан, Укикит, Эльга
Беркакитская	16	До 6	Реки Гертанда, Алгама, Ундыткан, Худуркан
Кабактинская	Более 10	До 4	Реки Гертанда, Алгама, Ундыткан
Дурайская	20	До 5	Реки Гертанда, Алгама, Ундытын, Танк, Худуркан, Ненгро
Юхтинская	3	2	Реки Гертанда, Худуркан

В юхтинской свите в основном встречены прослои углей, мощность которых не превышает 0,4 м, и только в восточной части Токинского района отмечены угольные пласты рабочей мощности. В Токинском районе в обнажениях по р. Ундытык вскрыты верхние горизонты дурайской свиты, в которых заключено 10 угольных пластов и прослоев, четыре имеют рабочую мощность. Пласты выдерживаются по простиранию на несколько километров.

Дурайская свита содержит более 20 угольных пластов и прослоев, не менее пяти из которых имеют рабочую мощность. Суммарная мощность их изменяется от 3,5 до 6 м. Угленосность дурайской свиты наиболее изучена в

Ытымджинском районе. В разрезе свиты выявлено 10–12 угольных пластов и прослоев, четыре-пять из которых имеют рабочую мощность.

Кабактинская свита в Токинском районе содержит более 10 угольных пластов и прослоев, три-четыре из которых имеют рабочую мощность (от 0,7 до 3,2 м). Суммарная мощность всех рабочих угольных пластов превышает 6 м. На западе территории угленосность кабактинской свиты менее изучена. В ее отложениях выявлено пять углепроявлений, но только в двух из них мощность угольных пластов достигает рабочих значений.

В беркакнтской свите Токинского района угольные пласты рабочей мощности установлены в 11 обнажениях. Особенно высокая угленосность свиты отмечается в обнажениях по р. Худуркан, где выявлено восемь углепроявлений, три пласта имеют мощность от 3 до 6 м. В нижнем течении р. Гертанда и по р. Алгاما поисковыми работами вскрыты два пласта (мощность 4,6 и 6,8 м) и 11 пропластков (от 0,1 до 0,3 м). Полагают, что мощные угольные пласты коррелируются между собой. Они расположены в 6 км друг от друга. С этими же пластами предположительно сопоставляется и угольный пласт мощностью около 15 м, выявленный В. М. Власовым вблизи устья р. Гертанда. Этот пласт залегает в тектонически нарушенной зоне, и поэтому возможны изменения его мощности за счет вторичного перераспределения угольного материала. Всего в беркакитской свите Токинского района содержится до 16 угольных пластов и прослоев, не менее шести из них имеют рабочую мощность. Суммарная мощность рабочих угольных пластов, по-видимому, изменяется на площади, достигая максимальных значений (более 15 м) на проявлениях Гертандинском и в южной части Худурканского.

Угленосность беркакнтской свиты в других районах не выяснена.

Угленосность нерюнгриканской свиты изучена в пределах Эльгинского месторождения Токинского района. В верхней части свиты выявлены два пласта. Верхний из них – «Мощный», завершающий разрез свиты, достигает 24 м. В 80–90 м стратиграфически ниже залегает пласт «Четырехметровый» мощностью 3–3,5 м. Угленосность нижней части свиты изучена слабо.

Пласт «Мощный» имеет сложное строение. Породные прослои приурочены к его нижней и верхней частям. Пласт вскрыт в трех канавах (неполная мощность 22, 13 и 8 м.) В южном направлении он, вероятно, расщепляется, и мощность его уменьшается.

Пласт «Четырехметровый» в одном из пересечений содержит шесть прослоев алевrolита мощностью 5–10 см. По простиранию он прослежен более чем на 3 км.

Сопоставление разрезов угленосных толщ Токинского и Алдано-Чульманского районов, произведенное В. А. Ильиным по крупной ритмичности и флоре, свидетельствует о принадлежности их к одному стратиграфическому горизонту.

Пройденные в 1981 г. канавы по верхним горизонтам нерюнгриканской свиты в междуречье Укикиткан-Эльга вскрыли угольные пласты сложного строения мощностью 8,9 м и протяженностью около 8 м. Кроме этих пластов выявлено еще 3–4 пласта, достигающих местами рабочих мощностей. Суммарная мощность рабочих угольных пластов нерюнгриканской свиты составляет 20–25 м.

Ундытканская свита в Токинском районе включает до 10 угольных пластов и прослоев, три из которых, мощностью 0,7, 1,3 и 1,5 м, имеют промышленное значение. Пласты слабо выражены по простиранию. Суммарная мощность рабочих пластов составляет 4–6 м.

Размещение угленосности на площади контролируется стратиграфическим распределением угольных пластов. Вследствие повышения угленосности вверх по разрезу более перспективной является южная часть Токинского района. Угленосность отдельных частей разреза уменьшается от окраинных частей впадин к зоне максимальных погружений.

Угли относятся к гумусовым, каменным. Одной из особенностей их петрографического состава является резкое преобладание группы витринита.

Однообразие петрографического состава позволяет рассматривать качественное изменение углей как результат метаморфических преобразований. По своим технологическим свойствам они относятся к маркам Г, Ж, КЖ и К. Наиболее распространены угли марок Ж и КЖ. На севере Ытымджинского и на западе Токинского районов, вблизи мезозойских интрузий наблюдаются термально метаморфизованные угли. Г. Ю. Лагздиной отмечались на севере Ытымджинского района изменения углей вплоть до естественного кокса и графита. Данные о составе углей приведены в табл. 2.

Выход летучих веществ (V_f) изменяется в зависимости от степени метаморфизма и петрографического состава в широких пределах – от 6,3 до 45,1. Угли низкосернистые (до 0,5%), малофосфористые (до 0,1 %) отличаются высокими спекающими свойствами.

Таблица 2

Основные параметры химического состава углей

Место отбора пробы	W^a	A^c	V^f	Q^r	p^o
<i>Токарикандский район</i>					
Река Гонам, левый берег. 10 км ниже устья р. Токариканд	1,5	30,5	31,0	8422	
<i>Гувилгрский район</i>					
Река Гувилгра, левый берег, 3 км выше устья	0,9	37,0	45,1		
<i>Гюскангра-Нуямский район</i>					
Река Гюскангра, 2 км выше устья	1,8	9,6	34,5		
Река Гонам, против устья руч. Чимкат	0,8	45,3	29,3	8649	
<i>Ытымджинский район</i>					
Правый берег р. Ытымджа, 2,5 км выше устья р. Чайдах	0,6	10,5	33,3		
Правый берег р. Ытымджа, 3 км выше устья р. Эхюнда	0,8	19,7	36,9		
Река Чанлах, среднее течение Левый берег р. Ытымджа, 5 км ниже устья р. Эхюнда	2,6	16,3	14,9		
	2,1	38,4			

			27,9		
<i>Токинский район</i>					
Река Атугей, левый приток р. Гертанда, 14 км выше устья	3,2	36,2	6,3	7719	
Река Гертанда, 8 км выше устья	1,0	14,8	31,4	8269	
Река Гертанда, левый берег, вблизи устья	2,1	11,3	26,4	8229	1,18
Правый берег р. Алгама, 8 км ниже устье руч. Ломака	3,4	14,6	22,6	8087	
Река Ненгро, 9 км выше устья	1,6	7,7	17,9	8606	
Река Гертанда, правый берег, 2 км выше пос. Алгама	1,0	14,8	30,1	8500	1,24
Река Гертанда, правый берег, 2,5 км юго-западнее пос. Альгома	2,2	9,1	29,7		1,23
Река Ундытык, 5 км выше устья р. Ундыткан	1,4	15,0	31,5	8649	
Левый берег р. Ундытына, 4 км выше устья	2,6	17,9	22,3	8201	
Левый берег р. Алгама, 5 км. ниже устья р. Ундытын	1,1	14,4	22,1	8876	
Верховье руч. Карпа (правый приток р. Алгама)	5,2	30,8	31,3	7521	
Эльгинское месторождение, уклон 2, водораздел Эльги и Укикита	6,2	12,9	35,8	8434	
Река Худуркан, правый берег	2,7	31,6	32,6	8869	1,15
Река Идюм, правый берег, 1–2 км ниже устья руч. Саргаканда	1,2	16,5	34,6	8630	

Наиболее перспективными месторождениями и проявлениями являются Эльгинское, Гертандинское, Худурканское в Токинском районе и Ытымджинское в Ытымджинском районе.

На Ытымджинском месторождении (V–3–55) продуктивные горизонты представлены частью дурайской свиты. В разрезе присутствует до пяти пластов рабочей мощности. По качеству угли в основном относятся к коксовым, на контактах с интрузиями сиенит-порфиров они переходят в тощие, естественный кокс и даже графит. Прогнозные ресурсы месторождения превышают 1 млрд. т.

Эльгинское крупное месторождение (VI–5–10) расположено на юге центральной части Токинского района. В его разрезе выделяются беркакитская, нерюнгриканская и ундытканская свиты. С юга месторождение ограничено крупным близширотным разломом. Угленосные отложения слагают на севере небольшую Эльгинскую и расположенную южнее более крупную Ундытканскую брахисинклинали. Основная угленосность приурочена к нерюнгриканской свите. Угли относятся к марке Ж. Прогнозные запасы на

01.01.2013 г. составляют по категории В – 601,22, С₁ – 1003,3, С₂ – 473,659 млн т, общие – 2078,16 млн т.

Худурканское крупное месторождение (VI–6–8) расположено в восточной части Токинского района. В сложении разреза принимают участие породы дурайской, кабактинской, беркакитской и, возможно, нерюнгриканской свит. Залегание пород спокойное. Продуктивными горизонтами являются верхняя часть дурайской, кабактинская, беркакитская и возможно, нерюнгриканская свиты. В разрезе присутствует до 23 угольных пластов рабочей мощности в том числе и мощных (до 24 м). Наибольшая угленосность приурочена к беркакитской свите. Запасы месторождения по категории С₂ составляли на 01.01.2013 г. 20,219 млн т. Разработка месторождения начата с 2011 г.

Гертандинское проявление (VI–4–14) расположено в западной части Токинского района, в бассейне р. Гертанда. Разрез проявления складывают юхтинская, дурайская, кабактинская и беркакитская свиты. Проявление расположено в тектонически нарушенной зоне. Породы угленосного комплекса, зажатые между разрывными нарушениями, смяты в складки субширотного простирания. Продуктивными горизонтами являются верхняя часть дурайской, кабактинская и беркакитская свиты. В разрезе предположительно присутствует до 10 угольных пластов рабочей мощности. Наибольшей угленосностью характеризуется беркакитская свита. По подсчету 1980 г. прогнозные ресурсы проявления составляют 2069 млн т [49].

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Железо. Месторождение и проявления железа сосредоточены на западе и юге площади листа. Выделяются следующие генетические типы и формации месторождений железных руд.

Контактово-метасоматический тип включает формации магнетитовую скарноидную (2) и магнетитовую скарновую (6).

Метаморфический тип представлен формацией железистых кварцитов (1).

Проявления осадочного генетического типа представлены формациями бурожелезняковой оолитовой (7) и сидеритовой (4).

Гипергенный тип – формация бурожелезняковая кор выветривания (5).

Магматогенный тип – апатит-магнетитовая формация (3).

В скобках указан номер формации на карте полезных ископаемых.

Наиболее значимой на площади листа является **формация магнетитовая скарноидная (2)**, к ней относятся Эмельджакское месторождение и более 50 проявлений железных руд сосредоточенных на левобережье р. Тимптон, в его низовьях.

Большинство этих проявлений представлено либо делювиальными развалами глыб магнетит-диопсидовых пород (II–1–53, 56, 74, 80; III–1–2, 85, 101, 102, 105, 109, 132, 149, 150, 160, 178, 179, 192, 208, 217, 211, 215; IV–1–4, 5, 7, 17, 26), либо гнездами и вкрапленностью магнетита в диопсидовых скарнах, обнаруженных в останцах коренных пород (III–1–70, 112, 113, 123, 107, 119,

130, 136, 139, 140, 144, 174, 165, 184, 190, 228, 229). Реже это линзообразные тела установленной мощности (первые метры) и протяженности (до 100 м) (III-1-39, 61, 123, 205, 267). Кроме того, в аллювии двух ручьев найдены обломки магнетитсодержащих пород (III-1-210, 219), которые являются поисковым признаком на обнаружение здесь коренного оруденения.

Эмельджакское месторождение и все эти проявления связаны с продуктивными пачками средней части федоровской серии, реже с магнезиальными и магнезиально-силикатными скарнами иджакской свиты.

Эмельджакское месторождение (III-1-125) приурочено к леглиерской свите федоровской серии и представляет собой пластообразную залежь, мощностью 8–15 м (наибольшая мощность в центральной части 60 м) и протяженностью более 25 км. В средней части залежь оборвана сбросом и смещена в плане на 200 м. На западном фланге месторождения расположено еще одно рудное тело меньшей мощности и протяженностью около 200 м.

Подстилающие породы – биотитовые гнейсы, перекрывающие – пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, рудовмещающие – диопсид-амфиболовые, диопсидовые, флогопит-диопсидовые, гиперстен-флогопитовые породы. Отмечены следующие разновидности руд: гиперстен-магнетитовые, диопсид-магнетитовые, магнетитовые, кварц-полевошпат-магнетитовые, форстерит-магнетитовые.

Состав руды (%): Fe – 37,33, S – 0,008, P – 0,10, SiO₂ – 29,08, Al₂O₃ – 5,37, CaO – 3,27, MgO – 11,30, TiO₂ – 0,46. Запасы по категориям C₁+C₂ – 26,1 млн т, ресурсы P_{1,2,3} – 46,5 млн т [49].

Аммонитное проявление (III-1-105) представляет собой два пласта диопсид- и флогопит-магнетитовых руд мощностью 3 и 5 м и протяженностью 50 м со средним содержанием (%): Fe – 35,8, S – 0,003, P – 0,018, TiO₂ – 0,27 [44,49].

Руды Большеыллымахского проявления (III-1-121) заключены в диопсид-плагиоклазовых кристаллических сланцах. Отмечается согласная 2-метровая жила магнетита, мощность которой к юго-западу увеличивается до 8 м; к северо-западу она разветвляется на апофизы мощностью до 0,8 м. Мощность всей зоны 10–15 м, протяженность более 120 м.

Берджигесское проявление (III-1-11) залежь магнетит-мартитовых руд в биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсах иджакской свиты. Контакты рудного тела с гнейсами резкие.

В Бес-Юряхской группе проявлений (III-1-10, 21, 26, 31) вскрыто одно рудное тело линзовидной формы неустановленной длины мощностью 5 м. Магнитометрической наземной съемкой выявлена зона повышенного магнитного поля. Размеры аномалии по изогамме 10000x200 – 500x2000 м. Прогнозные ресурсы P₃ определяются в 20 млн т. Аномалия не проверена.

На юге, в бассейне Туксани (V-5-4) установлена вкрапленность магнетита в диопсидовых породах. Мощность пласта 1,0–1,3 м, содержание магнетита до 1% [49].

Проявления *формации железистых кварцитов (1)* наиболее широко распространены среди отложений гидатской толщи нижнего архея, хотя проявления оруденения этого типа известны и в отложениях сеймской свиты (IV-1-41, VI-1-30, 32). Большинство проявлений сосредоточено в бассейне

р. Усмун и на водоразделе рек Гидат – Тас-Юрях и левых притоков р. Сутам, но не исключена возможность обнаружения пироксен-магнетитовых кварцитов и на других участках развития пород гидатской толщи.

Наиболее крупное проявление Ягиндя (VI–2–25) представляет, собой две гряды скал, целиком сложенные пироксен-магнетитовыми кварцитами. Размеры рудных тел, имеющих в плане линзовидную форму, составляют 900X150 и 120X30 м. В радиусе 3 км от месторождения в 1979 г. был обнаружен ряд проявлений: Правоягиндинское (VI–2–28) – пласт неустановленной мощности прослежен на 250 м; Левоягиндинское I (VI–2–30) – пласт мощностью от 20 до 70 м прослежен более чем на 400 м; Левоягиндинское II (VI–2–31) – на протяжении 100 м в крест простирания пород на склоне встречены глыбы магнетитовых кварцитов. Ягиндя II (IV–2–24) – пласт мощностью до 30 м – прослежен примерно на 1 км. В среднем течении р. Усмун обнаружены проявления Среднеусмунское I (VI–2–16), где на протяжении 500 м по высыпкам прослежен пласт неустановленной мощности, и Среднеусмунское II (VI–2–19) – пласт прослежен на 200м.

Ряд проявлений (VI–2–21, 23, 26, 35, 39, 40) представлен делювиальными развалами глыб, редко останцами пироксен-магнетитовых кварцитов.

Вмещающие породы, как правило, двупироксеновые, пироксен-амфиболовые, гиперстеновые, гранат-пироксеновые, кристаллические сланцы, реже гранат-биотитовые гнейсы, гранатовые, гранат-графитовые кварциты.

Данные силикатного анализа руд приведены в табл. 3.

Таблица 3

Химический состав железистых кварцитов

Оксиды	VI-I-21	VI-2-17	VI-2-24	VI-2-27	VI-2-35
SiO ₂	44,82	46,16	44,34	48,58	50,34
TiO ₂	0,33	0,09	0,29	0,30	0,06
Al ₂ O ₃	2,90	3,20	3,63	3,93	2,59
Fe ₂ O ₃	28,59	18,57	24,90	23,17	21,56
FeO	17,37	24,49	20,64	15,66	16,94
MnO	0,12	0,10	0,12	0,11	0,16
MeO	2,21	3,10	2,40	2,55	2,58
CaO	0,96	1,16	1,34	3,40	2,44
Na ₂ O	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
K ₂ O	Н. о.	Н. о.	0,05	0,08	Н. о.
P ₂ O ₅	0,14	0,10	0,18	0,27	0,10
П. н. п.	0,46	0,89	0,77	2,68	2,65
Сумма	97,90	97,86	98,66	100,75	99,43

Спектральным анализом (21 проба) в магнетитовых кварцитах установлено содержание (%): Zn – 0,005–0,20; Си – 0,001–0,015, Мо – до 0,0015, Li – 0,002–0,01, La – 0,003, Ni – 0,0005–0,02, Со – 0,0001–0,0015, Cr – 0,0003–0,03,

У – 0,001–0,05. Прогнозные ресурсы Р₃ руды только по усмунскому участку оцениваются в 2,5 млрд. т, что составит около 0,5 млн т железа.

Кроме того, давно известны многочисленные проявления (VI–2–23, 32, 33, 46, 49, VI–3–17, 18) на водоразделе рек Гидат – Кавыкча, представленные гранат-гиперстеновыми, двупироксеновыми магнетитовыми кварцитами, аналогичными усмунским. Проявления требуют доизучения.

Проявления глиноземисто-железных руд представлены метаморфизованными в условиях гранулитовой фации, вероятнее всего, первично-осадочными породами, содержащими магнетит в значительном количестве (10–70%) и входящими в состав пород иенгрской серии и сеймской свиты. Большая часть проявлений сосредоточена в верховьях р. Тнмpton. Наиболее типичным является проявление Сосновское (V–1–27). Здесь на площади 1,6 га в элювии среди глыб силлиманитовых, силлиманит-гранатовых, биотит-гиперстеновых гнейсов встречаются обломки гранат-магнетитовых гнейсов, содержащих от 20 до 70% магнетита.

Проявление в верховьях р. Анамдяк (V–1–38) представлено россыпью глыб гранат-биотит-силлиманит-кордиерит-магнетитовых гнейсов, содержащих до 10% магнетита. Вмещающие породы – высокоглиноземистые гнейсы. Аналогичны этим проявления железорудной минерализации V–1–39, V–2–2, III–3–2 и IV–1–36, 43. Все они характеризуются небольшими размерами – до 30 м протяженности при мощности 2–5 м, убогим содержанием магнетита – до 20%, сложным минеральным составом [49].

Осадочные гематитовые руды *бурожелезняковой оолитовой формации* (7) нижнего протерозоя приурочены к отложениям поярковской серии, выполняющей Давангро-Хугдинский и Атугей-Нуямский грабены.

В Давангро-Хугдинском грабене установлены два проявления (VI–1–29,30), на них среди среднезернистых розовых песчаников на расстоянии 250 м прослеживается горизонт оолитовых гематитовых руд мощностью 2,5 м.

В Атугей-Нуямском грабене отмечены три пачки переслаивания оолитовых и желваковых гематитовых руд с железистыми аргиллитами и песчаниками; общая мощность рудного горизонта 7 м, протяженность 15 км. Это проявления (VI–3–8, 9, 11, 12, 14). Валовое содержание железа в руде достигает 75–90%, но из-за малой мощности рудных прослоев разработка этих руд в настоящее время нерентабельна [49].

Осадочные сидерит-лимонитовые руды *сидеритовой формации* (4) верхнего протерозоя встречены в отложениях эннинской, омахтинской, гонамской свит и керпильской серии.

По левобережью р. Нингам, на всей площади распространения отложений нижнего рифея выявлен рудоносный горизонт мощностью 10–20 м, содержащий до 30–60% оруденелых пород – тонкозернистых бобово-оолитовых руд. Рудные прослои имеют мощность 0,1–9 м, безрудные пропластки – 0,05–2 м. Бобово-оолитовые руды, сложенные гетитом и глинисто-гидрогетитовым цементом, содержат 56,6% железа. Прогнозные ресурсы Р₃ по проявлениям р. Нингам составляют 10–20 млн т (V–4–11, 13, 14, 15, 16, 17, 19).

Все проявления железа в осадочных толщах верхнего протерозоя не представляют промышленного интереса [49].

К *формации бурожелезняковой коры выветривания (5)* относятся железорудные проявления в бассейне рек Хахан и Эдис (II-5-1, 4, 5), приуроченные к доюрской коре выветривания и к нижним горизонтам укугутской свиты юры. В коре выветривания развиты разрушенные, сильноожеженные доломиты и кремневые брекчии, сцементированные гетитом, гидрогетитом, лимонитом, реже кремнисто-железистым агрегатом. Мощность коры выветривания 3–4 м. В основании укугутской свиты наблюдаются железистые песчаники с линзами конгломератов и глинисто-железистых пород. Размеры линз (0,1–0,3) на (10–19) м, содержание окислов железа до 65%. Состав ожеженных пород приводится в табл. 4.

Таблица 4

Химический состав пород кор выветривания

Порода	Содержание, %				
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂
Доюрская кора выветривания					
Бурый железняк	5,86–23,08	0,88–8,94	62,09–84,04	0,43–0,57	0,18–0,37
Кремниевая брекчия	32,48–35,44	0,22–8,72	45,81–56,02	0,35–0,64	0,21–0,49
Ожеженный доломит	53,58	8,12	28,49	0,50	0,53
Измененная порода	7,04–62,96	1,47–26,72	25,46–35,51	0,28–1,45	0,18–1,08
Укугутская свита					
Глинисто-железистая порода	16,96–46,50	2,09–6,05	28,80–64,55	0,43–4,37	0,16–0,45
Железистый песчаник	35,16	0,10	28,92–52,75	0,57–1,43	0,18

Площадь распространения этих пород около 100 км², мощность до 3 м. Ориентировочные запасы руды – 100 млн т.

На правом берегу р. Билир в песчаниках укугутской свиты сферосидериты содержат (%): Fe – 39,56, Mn – 9,14, S – 0,185, P – 0,155. Подобные же образования известны в междуречье Налгахы – Эльге. Эти руды бесперспективны из-за незначительных запасов и трудностей обогащения [49].

При размыве нижнеюрских пород и подстилающих их кор выветривания обломки лимонитовой руды переотлагались и попадали в четвертичные отложения. Так, в верхнечетвертичных пестроцветных глинах среднего течения р. Курумкан (левый приток Алдана) обнаружены обломки, сложенные лимонитом (70%), кварцем (15%), гидрогетитом (10–15%), гетитом (5–10%), гематитом (1–2%). Гальки в конгломератах представлены кварцем и гематитовыми породами. Этот тип оруденения является бесперспективным из-за малой вероятности нахождения сколько-нибудь значительных скоплений подобных руд.

К магматогенным проявлениям *апатит-магнетитовой формации* (3) относятся магнетит-апатитовые породы Арбарастахского плутона (V–6–18), являющиеся комплексными рудами на тантал, ниобий, фосфор, цирконий, редкие земли, стронций, флогопит и железо. Здесь возможна добыча магнетита из магнетит-апатитовых пород и карбонатитов, содержащих до 15,4% железа (по технологической пробе карбонатитов) совместно с другими полезными компонентами. Ожидать крупных месторождений руд данного типа не приходится из-за ограниченного присутствия интрузий основного состава [49].

Проявление IV–3–19 представляет собой делювиальную россыпь оливковых пироксенитов, вероятно, позднеархейского возраста протяженностью 1000 м и мощностью до 40 м. Содержание магнетита в пироксенитах неравномерное, достигает 90%. Спектральным анализом установлено высокое содержание Cr (1%), Ni (0,1%), Co (до 0,03%) [49].

Проявления контактово-метасоматического типа *магнетитовой скарновой формации* (6) преимущественно сосредоточены на водоразделе Чюльбю – Бол. Аим в зоне развития мезозойских интрузий и приурочены к контактам мезозойских интрузий с карбонатными отложениями верхнего протерозоя и нижнего кембрия.

Часть проявлений (III–1–207) представлена обломками магнетита в делювии среди сиенитов и известняков. Другие проявления (IV–6–18, 19, 23, 29) представляют собой пластовые рудные тела мощностью 2–20 м и редко 45 м (IV–6–21), прослеженные на расстоянии от 20 до 300 м. Вмещающие породы – гранат-геденбергитовые скарны. Руды сплошные, вкрапленные, полосчатые и пльчатчато-полосчатые. Состав руд: магнетит – 85–90%, ильменит – 6–8%.

Наличие многочисленных проявлений и месторождения железа свидетельствует о том, что в бассейнах рек Сутам и Тимптон существуют предпосылки для создания минерально-сырьевой базы для черной металлургии. В настоящее время проявления железорудной минерализации не представляют промышленного интереса.

Марганец. Известны три проявления марганца *марганценосной терригенной формации* осадочного генезиса. Месторождения марганца в регионе неизвестны, проявления же малочисленны и приурочены к выходам осадочных толщ нижнего и верхнего протерозоя и современным аллювиальным отложениям. К раннепротерозойским отложениям поярковской серии приурочено проявление VI–1–19. Здесь в кварц-гематитовых углистых песчаниках установлено содержание марганца более 1%.

В строматолитовых доломитах и песчаниках эннинской свиты обнаружена примесь неопределенного марганцевого минерала, приуроченного к скоплениям пелитового материала. Содержание марганца около 1% (IV–5–13).

В современных аллювиальных отложениях первой надпойменной террасы в нижнем течении р. Учур (III–6–3) на протяжении 2 км песчано-галечный материал покрыт тонкой пленкой гидроокислов марганца. Происхождение этой минерализации связывают с переносом гидроокислов марганца болотными водами с последующим переотложением его в окислительных условиях. Руды низкого качества, запасы малы, содержание марганца около 1% [49].

Хром. Ограниченно распространен. Известно проявление хрома *хромитовой формации* на водоразделе рек Буом – Или (IV–3–18) в оливиновых пироксенитах среди пород мугусканской свиты спектральным анализом установлено содержание хрома 1%. С архейскими ультрабазитами связаны шлиховой ореол в бассейне реки Идюм (V–6–9).

Кроме того, хромит *формации хромитоносных россыпей* обнаружен в аллювиальных отложениях р. Гонам (V–5–3, 5, 6), его содержание достигает 10 кг/т. И здесь источником, вероятно, являются ультраосновные породы архея [49].

Титан. В шлихах по всей площади развития докембрийских пород встречены ильменит, титаномагнетит, реже рутил и анатаз, источником которых являются магматические и метаморфические породы, содержащие указанные минералы в качестве аксессуариев, но содержание их редко достигает 2 кг/м³. Исключение составляют участки в бассейне р. Тимптон – 10 кг/м³ в единичных случаях – 24 кг/м³ (V–1–31). На правом берегу р. Алдан, где ильменит встречается совместно с минералами молибдена и вольфрама, его содержание достигает 6 кг/м³. В бассейне р. Сеймдже содержание ильменита в шлихах достигает 10 кг/м³ (V–2–1). В целом территория листа неперспективна на титан. Однако обнаружение месторождений этого металла возможно на площади распространения анортозитов верхнеундытканского комплекса, к которым за южной границей описываемой территории приурочены титановые месторождения [49].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Проявления меди представлены формацией медистых песчаников и медно-кварц-сульфидной формацией

Проявления осадочного типа известны в песчаниках гонамской и эннинской свит верхнего протерозоя и представлены равномерно рассеянной вкрапленностью малахита и азурита. В бассейне р. Учур (V–6–14, 15, 16, 21) разномзернистые песчаники гонамской и эннинской свит содержат от 0,001–0,003 до 0,01% меди. В междуречье Учур – Угаян песчаники гонамской свиты содержат до 0,01% меди. В устьях р. Идюм и руч. Бердыкит (VI–6–3) установлено содержание меди в песчаниках гонамской свиты 0,02–0,05%. По данным шлихового опробования аллювиальных отложений р. Таала выявлены знаки самородной меди, малахита и азурита. В междуречье Тыркан – Идюм в верхнепротерозойских породах гонамской свиты наблюдается повышенное содержание меди. По данным, полученным в результате спектрального анализа донных проб из отложений р. Айайя, содержание меди в них составляет 0,01%. Оруденение осадочного типа заслуживает дальнейшего изучения, особенно в отложениях гонамской и эннинской свит.

В верховьях р. Алтан-Чайдах проявления меди, свинца, цинка (VI–4–7, 9, 11) представлено *медно-кварц-сульфидной формацией* и связано с известня-

ками нижнего рифея, вмещающими тела мезозойских гипабиссальных интрузий диорит-порфиритов. Диорит-порфириты и известняки прорваны кварцевыми жилами мощностью до 10 см. Жилы, секущие известняки, содержат скопления галенита размером до 4–5 мм. Содержание свинца и цинка равно 1% [49].

Никель, кобальт. В бассейне правых притоков р. Алдан рек Улахан-Джюнюкян, Очугуй-Силигиле, Унга-Киерги на площади развития пород чагдинской серии установлено содержание никеля и кобальта 0,02–0,03%. В металлотметрических ореолах наблюдаются парагенетические ассоциации: никель-хром-кобальт (III–4–1, 2, 4). По Ф. Р. Леоновой, повышенные концентрации никеля и кобальта приурочены к пироксеновым амфиболитам и гнейсам основного состава. По р. Алдан среди пород юдомской серии оконтурен крупный ореол с содержанием никеля 0,01–0,03% (III–4–1). Источником никеля, вероятно, являлись архейские основные породы. В верховьях правых притоков р. Гыным в двупироксен-плагиоклазовых сланцах содержание достигает (%): никеля – 0,02, кобальта – 0,001, хрома – 0,2, олова – 0,001 (IV–4–1, 4). Гидрохимическим опробованием в нижнем течении р. Тимптон в сухом остатке установлено содержание никеля 1%. Никель ассоциирует с хромом и медью и связан, видимо, с архейскими пироксенитами и перидотитами.

Кроме того, повышенное содержание никеля (0,02–1,0%) установлено в породах бурпалинской серии в бассейне р. Сеймдже, никель здесь иногда ассоциирует с молибденом.

В проявлении флогопита Плессовом (III–1–277) содержится кобальта – 0,01%, молибдена – 0,001%. Вероятным источником обоих элементов являются карбонатные архейские породы. По данным В. М. Власова, плагиоклаз-гиперстеновые кристаллические сланцы гидатской серии в бассейне р. Усмун содержат повышенное количество никеля (0,05–0,5%) и кобальта (0,02%).

Все проявления никеля и кобальта практического значения не имеют [49].

Свинец, цинк. Месторождений свинца и цинка на территории нет, но проявления *свинцово-цинковой формации* распространены широко и связаны с мезозойскими гидротермальными образованиями.

Проявления распространены в бассейне р. Гыным, на правом берегу р. Лев. Учатым, на водоразделе рек Унга – Эельге – Амнундали. Наиболее высокое содержание свинца наблюдается в проявлении на водоразделе правых притоков р. Гыным (V–2–24). Здесь гидротермально переработанные породы содержат свинца 1% и цинка до 0,05%. Проявление на р. Сеймдже (V–2–28) представлено тремя зонами дробления мощностью до 30 см в роговообманковых гранитах с мелкими (до 3 мм) кристаллами галенита. Спектральным анализом установлено содержание свинца 0,1%.

Проявление в истоках р. Лев. Чагдала (IV–6–30) связано с доломитизированными известняками верхнего протерозоя и представляет собой мезозойскую метасоматическую залежь мощностью 15–20 см и протяженностью 25 м. Содержание свинца – 16,8%, цинка до 1%.

Вследствие отсутствия значительных проявлений свинцово-цинкового оруденения перспективность региона на этот вид полезных ископаемых невелика [49].

Олово. Основные проявления олова связаны с мезозойской магматической деятельностью.

В верховьях р. Мус гидротермально переработанные и сульфидизированные породы позднепротерозойской гонамской свиты содержат олово в количестве 0,001–0,02% (IV–5–20).

В аллювии рек Джес и Курунг-Юрях, размывающих тела мезозойских липарит-порфиров, обнаружен касситерит в знаках (V–3–52). Металлометрические ореолы рассеяния олова на левобережье р. Гонам пространственно и генетически связаны с магматической и гидротермальной проработкой архейских пород в мезозое. Эти породы содержат в качестве элементов-примесей олово, серебро, цинк, мышьяк, вольфрам, барий, галлий. Концентрация олова в ореолах составляет 0,003–0,05%.

В междуречье Гонам-Алгама металлометрические ореолы рассеяния олова и галлия приурочены к площади распространения раннеюрской юхтинской свиты и зонам мезозойских разломов. Здесь в комплексном ореоле около половины из 150 проб содержат 0,001% олова при фоне 0,0001% и 0,005–0,02% галлия при фоне 0,001%. В ореолах (V–5–20) около 40% проб содержат 0,0005–0,001% олова 0,005–0,03% галлия.

В архейских двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцах ортосалинской и магантасской свит олово в количестве 0,001% присутствует, в верховьях левых притоков р. Гыным в ассоциации с хромом и никелем (литохимический ореол IV–4–4).

На площадях развития федоровской, иенгрской серий и иджакской свиты. В ассоциации с оловом встречаются молибден (до 0,001%) в ореоле III–1–166; свинец (0,2%) и цинк (1,0%).

Вследствие отсутствия значительных проявлений оловорудного оруденения перспективность региона на этот вид полезных ископаемых невелика.

Мышьяк встречается только в шлихах на очень ограниченной территории в верховьях правых притоков р. Алгама.

Мелкие обломки арсенопирита в количестве от единиц до десятков знаков в пробе, совместно с молибденом и шеелитом, обнаружены в 9 шлихах, объединенных в три ореола. Ореолы приурочены к полю развития архейских образований туксанийской серии. Встречающиеся в них кварцевые жилы (VI–5–15), вероятно, и являются источником арсенопирита. Ореолы практического значения не имеют [49].

Молибден. На территории листа известно 1 среднее месторождение *молибден-урановой формации в гумбеитах* и 33 проявления и ореола рассеяния молибдена. Все проявления молибдена относятся к *молибденовой скарновой формации* и являются, в большинстве случаев, результатом мезозойских гидротермальных процессов.

Месторождение Минеевское (III–1–56) расположено в средней части долины руч. Минеевский, правого притока р. Русской. Промышленная молибденоносность приурочена к отрезку тектонической зоны Южной и оперяющей ее структуре – зоне Второй.

Зона Южная в пределах месторождения имеет длину около 4 км, азимут простирания 305°, угол падения 70–75° на юго-запад. Зона выполнена древними (протерозойскими) швами бластомилонитов, ультрамилонитов по

вмещающим породам (гнейсам, кристаллосланцам, гранитам, мигматитам, дайкам метадiorитов) мощностью до 7 м (обычно 1,5–3 м), кварц-полевошпатовыми, хлорит-серицит-альбитовыми метасоматитами, а также более поздним (мезозойским) комплексом гидротермально-метасоматических образований (гумбеитов). Гумбеиты (пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты) являются одним из главных элементов строения зоны и вмещают преимущественно жильные минеральные ассоциации всех последующих стадий и собственно рудные тела месторождения. Тела метасоматитов чаще приурочены к центральной части зоны, а также к ее лежащему боку. По всему сечению зоны наблюдаются также сеть маломощных (от долей до первых мм) и разно ориентированных прожилков, выполненных флюоритом, кварцем, карбонатом, молибденитом, магнетитом и другими минералами.

Зона Вторая расположена в 200–400 м северо-восточнее зоны Южной. Она представляет собой тектоническую зону шириной 40–80 м, в пределах которой наблюдаются от 2 до 6 тектонических швов мощностью 2–15 м. В целом строение структуры аналогично таковому зоны Южной.

В зоне Южной молибденовое оруденение локализуется в двух протяженных линзовидных залежах, приуроченных к интервалам максимального брекчирования, катаклаза и гидротермальных изменений вмещающих пород. Общая протяженность отрезка зоны с промышленными параметрами молибдена составляет более 5 км. По вертикали размах оруденения достигает 1150 м без признаков снижения продуктивности с глубиной. Рудная залежь № 1 прослеживается от северо-западной части месторождения на расстояние 1700 м, где выклинивается со склонением линии выклинивания к северо-западу под углом 30–40°. Далее, к юго-востоку расположена рудная залежь № 2. Относительно залежи № 1 она смещена в сторону лежащего бока зоны на 40–50 м.

Залежь № 1 представляет собой единое рудное тело мощностью 0,46–11,45 м. Содержание молибдена в рудных интервалах 0,06–0,52% (среднее 0,187%). Залежь № 2 имеет протяженность 2,2 км и включает от 1 до 2–4 рудных интервалов мощностью 0,17–4,8 м с содержаниями молибдена 0,06–1,384% (в среднем 0,13%).

В зоне Второй молибденовое оруденение представлено серией субпараллельных маломощных рудных линз протяженностью от первых десятков до первых сотен метров, прослеживающихся в виде полосы мощностью 200–500 м на расстоянии 2,2 км. Имеет более пологое падение (40–50°) на юго-запад. Мощность рудных интервалов – 0,17–4,78 м (средняя 1,18 м) при содержании молибдена 0,06–1,384% (в среднем 0,122–0,181%).

Особенностью месторождения является широкое развитие забалансового оруденения. Забалансовые руды окаймляют рудные интервалы с кондиционными содержаниями. Мощности забалансовых интервалов изменяются от 0,13 м до 11,7 м, а содержания молибдена – от 0,01% до 0,049%. Кроме молибдена, руды месторождения содержат уран (в среднем 0,1%), золото (менее 0,1 г/т) и серебро (до 5 г/т) [44].

Молибденовая минерализация в форме коротких (до 2–5 мм) маломощных (от долей мм до 1–2 мм) прожилков, тонкой рассеянной вкрапленности, небольших (0,05–0,3 мм, редко 1–3 мм в поперечнике) кучных скоплений, пятен и примазок содержится в жильном кварце и приконтактных частях вмеща-

ющих гумбеитизированных гранито-гнейсов. Она представлена, главным образом, сульфидным тонкочешуйчатым молибденом, а также порошковатым тонкодисперсным иордзитом и ильземанитом. Технологические испытания показали, что в результате обогащения из руды в концентрат извлекается 65–67% молибдена. Последующая гидрометаллургическая переработка флотационного концентрата позволяет получить из него пара-молибдат аммония с извлечением 96% [44].

Запасы молибдена категории C_2 по месторождению составляют 55,6 тыс. т, а прогнозные ресурсы категории P_1 – 52,3 тыс. т.

Прогнозные ресурсы урана кат. P_1 составляют 6200 т [44].

Вкрапленность молибденита в метасоматитах отмечается на месторождениях флогопита Оюмракском (V–1–17), Эмельджакском (III–1–100), проявлениях Восточном (V–1–12), Темаруктахском (V–1–15), Онактакском (V–1–11), Тарыннахском (III–1–234), Левониреляхском (III–1–253), Неакуинском (III–1–252), Правониреляхском (III–1–257) и безымянных (V–1–32). Количественное содержание молибдена здесь не установлено.

Молибденоносные кварц-диопсид-плаггиоклазовые породы на проявлении флогопита V–1–15 на западном склоне горы Сис образуют серию кулисообразно расположенных жилоподобных залежей, прослеживающихся на 2,5 км. Северо-восточная залежь вскрыта канавами на протяжении 240 м. Мощность ее колеблется от 0,2 до 10 м. Молибденит концентрируется в ней на отдельных участках в линзах или гнездах размером до 0,5 м; содержание его составляет от 0,6 до 1,28% (среднее 0,42%). Проявления требуют дальнейшего изучения.

Проявления описанного типа являются источником молибдена в пробах металлометрических шлиховых гидрохимических ореолов в Тимптонском графит-железородном-флогопитоносном районе. Пробы шлиховых ореолов содержат знаки молибденита, гидрохимических – «следы» молибдена – 0,001%. Металлометрические пробы фиксируют молибдена «следы» – 0,003%, преимущественно 0,001%.

С флогопит-диопсидовыми породами в Магантас-Илинском флогопитоносном районе, в междуречье Учур–Гонам–Улахан–Силигиле, связаны металлометрические и шлиховые ореолы. Содержание молибдена в пробах с проявления (III–5–2) составляет 0,001–0,003% (до 0,01%). В шлихах содержание молибденита выражается в единичных знаках. В данном районе диопсидовые породы с молибденитом располагаются среди пластов кальцифиров магантасской свиты, как это наблюдалось в проявлении III–4–5 в верховьях левых притоков рек Улахан и Силигиле. Здесь в метасоматитах присутствуют чешуйчатые вкрапленники молибденита размером 0,5х0,7 см.

С диопсидсодержащими пегматитами условно позднеархейского возраста, прорывающими образования федоровской серии, связано проявление V–1–26, на нем в пегматитах наблюдаются прожилки молибденита длиной до 10 см. Подобная геологическая ситуация наблюдается во флогопитовом Тас-Ханкинском проявлении (IV–1–3). Здесь продуктивный на флогопит пласт сложен диопсидовыми породами и кальцифирами. Эти образования прорваны жилами удлиненно-овальной формы красных пегматоидных гранитов.

Мощность жил 5–8 м, длина 15–20 м. Именно они включают рассеянную вкрапленность молибденита.

С архейскими образованиями ассоциирует ряд проявлений молибдена. В гнейсах атырской свиты отмечена рассеянная вкрапленность молибденита (проявление V–1–32). С породами нингамской серии связываются проявления (V–5–2, 9) с содержанием молибдена в пробах до 0,005%. Не исключено, что в данном случае минерализация связана с мезозойским магматизмом.

С мезозойским магматизмом и сопровождающими его гидротермами связана большая группа проявлений молибденовой минерализации на востоке территории.

В междуречьях Иждек–Джелтулах и Желтулах–Кюрюкян источником молибдена в литохимическом (III–2–9), и гидрохимическом (III–2–22) ореолах являются гидротермальные породы мезозоя, распространенные в зонах разломов Иджеко–Нуямской системы. Содержание молибдена в пробах металлотрических ореолов составляет 0,001–0,002%, гидрохимических – от 26–33 до 173 г/дм³. В верховьях р. Мус в песчаниках эннинской свиты обнаружены содержания молибдена до 0,005%, связываемые с распространенными здесь интрузиями мезозоя (IV–5–15, 21).

С вкрапленностью сульфидов в мезозойских магматических породах связано проявление V–2–44, находящееся в южной части Ломамского массива. Здесь на локальных участках в зонах трещиноватости мощностью 20–50 м породы сульфидизированы и содержат: золота – 5 г/т, вольфрама – 0,007%, молибдена – 0,2%, серебра – 3 кг/т, висмута – 0,05%, сурьмы – 0,003%, германия – 0,001%, мышьяка – 0,01%, свинца – 1,0%, цинка – 1,0%, бериллия – 0,02%. В сульфидизированных лампрофирах – золота – 1 г/т, меди – 0,03%, цинка – 0,01%, молибдена – 0,05%, вольфрама – 0,02%, висмута – 0,02%.

Граниты мезозойских массивов в истоках и на правом склоне р. Гыным (проявления флогопита V–2–15, 18) включают сульфидно-кварцевые прожилки мощностью от сантиметров до 0,5 м. На участке Салгын (V–3–49) оруденение представлено двумя типами. Первый – идентичен таковому проявлений V–2–15, 18. В сульфидно-кварцевых жилах содержится золота – 0,3 г/т, меди – 1,0%, цинка – 0,05%, вольфрама – 0,003%. Второй тип оруденения на этом участке связан с лимонитовыми рудами, развитыми по пиритизированному жильному кварц-калийшпатовым метасоматитам. Руды содержат: золота – 0,3 г/т, меди – 1,0%, цинка – 0,05%, вольфрама – 0,003%, молибдена – 0,003%.

Золото-вольфрам-молибденовое оруденение выявлено на водоразделе рек Усмун и Чайдах (проявление V–2–38). В проявлении магнетитовые скарны и сульфидно-кварцевые жилы, прорывающие мезозойские монцитоны, содержат: золота – 5 г/т, молибдена – 0,2%, вольфрама – 0,003%, меди и цинка по 0,03%, мышьяка – 0,003% (спектрометрия).

На участке Сагырд (V–3–7) на площади в 69,8 км², приуроченной к пересечению мезозойских разломов северо-западного и северо-восточного простирания, доломиты тумулдурской свиты катаклазированные, выщелочены и включают редкие согласные линзовидные тела метасоматитов кварц-полевошпатового состава протяженностью от 25–30 до 500 м. Метасоматитам сопутствуют гетит-гидрогетитовые руды. Руды и метасоматиты содержат:

золота – 0,02 г/т, мышьяка – 0,03%, молибдена – 0,003%, стронция – 0,05%. С мезозойским магматизмом может быть связано молибденовое оруденение в Киенг-Юряхской зоне, где проявления железа IV–1–17 молибдена IV–1–28 на левобережье р. Сеймдже, металлометрические и шлиховые ореолы молибдена IV–2–6, 16 в верховьях рек Хара-Юрях и Сеймдже приурочены к раннеархейским серпентин-диопсид-магнетитовым породам, в ряде мест сильно окварцованным, пиритизированным и содержащим единичные мелкие чешуйки и небольшие скопления молибденита. По химическому анализу содержание в породах молибдена составляет «следы» – 0,03%. Содержание молибдена в пробах ореолов составляет от первых тысячных долей до 0,01%.

С гидротермальной мезозойской проработкой раннеархейских пород связаны два проявления: V–2–29, где обнаружены обломки кварца с вкрапленностью пирита, халькопирита, молибденита; жильный материал содержит вольфрама, молибдена, свинца – 0,5%, висмута – 0,03%, меди – 0,2%, мышьяка – 0,005%; и V–1–44 в верховьях р. Ытымджа, где катаклазиты содержат вкрапленность молибденита.

Приведенный материал показывает, что поисковое значение может иметь оруденение, связанное с архейскими метасоматитами флогопитоносных районов Алдана; золото-молибденовые мезозойские руды могут представлять практический интерес при извлечении из них молибдена совместно с золотом.

Вольфрам. На территории известно 6 проявлений вольфрама и 21 шлиховой ореол шеелита. Проявления относятся к *шеелит-сульфидной скарноидной формации* и связаны с мезозойским магматизмом и сопровождающими его гидротермами.

Проявления V–2–29, 30 расположены на левобережье р. Усмун. Проявление V–2–29 располагается в зоне разлома северо-восточного простиранья шириной 100–120 м и протяженностью около 900 м. Среди развалов амфибол-биотитовых гнейсов желтулинской серии наблюдались обломки крупнокристаллического кварца с вкрапленностью пирита, халькопирита, молибденита. Максимальные содержания в сколовых пробах кварца составили (%): вольфрама, молибдена, свинца – по 0,5, висмута – 0,03, меди – 0,2, мышьяка – 0,005. Совершенно аналогично проявление IV–3–36, здесь проба из жильного кварца содержит 0,1% WO₃. Минерал-источник элемента во всех случаях не установлен.

С сульфидно-кварцевыми жилами в пределах мезозойских интрузивных тел связаны комплексное проявление Хребтовое (V–2–16) в центральной части Ломамского массива и металлометрический ореол VI–4–2, охватывающий Нингамский плутон.

Со скарнами и метасоматитами, возникающими на контактах мезозойских интрузий с карбонатными породами позднего протерозоя и кембрия, связаны комплексные проявления V–2–38, V–3–49. Источник вольфрама в них не установлен.

С гидротермальными и контактово-метасоматическими процессами мезозойского магматизма связаны шлиховые ореолы:

- IV-3-7, 51 в окрестностях Джелтулинского массива. В пробах содержится шеелит в количествах от следов до 22 г/т, как правило, в ассоциации с монацитом и цирконом (знаки);

- VI-1-2, 3, 6 вокруг Мелемкенской интрузии. Почти во всех пробах содержится шеелит в единичных знаках;

- VI-4-1, 2, 3, 4, 15, 16, 17, 18 на левобережье верхнего течения р. Алгама; содержания шеелита (до десятков знаков) тяготеют к Нингамскому плутону и мелким мезозойским интрузиям.

С гидротермальной проработкой архейских пород в зонах мезозойских разломов связаны следующие ореолы и проявления шеелита: комплексные шлиховые ореолы V-6- 5, 20 и шлиховые ореолы VI-6-1, в 10 из 167 проб которых, взятых из аллювия рек Улахан-Кумкуй, Уркан и притоков р. Идюм, обнаружены десятки знаков шеелита, источником которого Т. С. Долгих считает мраморы архея и комплексный шлиховой ореол VI-5-17 на притоках р. Алгама, в пробах которого присутствуют знаки шеелита, иногда с монацитом, арсенопиритом, молибденитом.

Кроме вышеуказанных часть шлиховых ореолов связана с раннеархейскими образованиями:

- для ореолов VI-3-1,2,4,13 в бассейне среднего течения р. Сутам источником шеелита в количестве от 3-4 до 25-35 знаков на шлик могут быть гранатсодержащие породы архея;

- пробы шлихового ореола IV-5-17 из аллювия р. Дюдаки содержат от знаков до 5 г/т шеелита, источником которого являются силикатные и карбонатные породы нингамской серии архея.

Перспективность территории на вольфрам хорошая, но требует дальнейшего изучения, и в первую очередь в Южно-Алданской зоне мезозойского магматизма.

Сурьма. Шлиховой ореол с минералами сурьмы отмечен в междуречье Сеймджа-Мал. Сеймджа (V-3-17) в водотоках, дренирующих образования юдомской серии. Дополнительные данные отсутствуют. Объект бесперспективен [49].

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Бериллий. В регионе известны две находки редкометалльных (берилл-турмалин-мусковитовых) пегматитов, *формации берилл-редкометалльных пегматитов* в бассейне р. Усмун (V-1-28) и в бассейне р. Сеймдже (V-2-9) [49].

Литий. Известен пункт минерализации этого элемента, приуроченный к эндоконтакту мезозойских меланократовых сиенитов с кристаллическими породами фундамента (V-2-21). Две кальцит-халцедоновые жилы мощностью до 20 см имеют вкрапленность пирита и флюорита. Минералы лития не обнаружены. Спектральный анализ показал содержание Li – 1,0%, As – 0,1% [49].

Тантал, ниобий. Известны 4 проявления тантало-ниобатов.

Арбарастахское проявление (V-6-18) **апатит-редкометалльно-редкоземельно-магнетит-карбонатитовой формации** связано с концентрически-зональным позднепротерозойским плутоном, в котором продуктивными породами являются кальцитовые карбонатиты, магнетит-апатитовые породы и пироксениты с пирохлор-апатитовой минерализации. На месторождении выделено более 50 тел карбонатитов площадью от нескольких сот квадратных метров до 1 км².

Магнетит-апатитовые породы слагают штокообразное тело площадью 0,26 км² и ряд мелких тел в пироксенитах площадью до 2500 м². Известно тело апатит-пирохлоровой породы площадью в несколько десятков квадратных метров.

Кальцитовые карбонатиты состоят (%) из кальцита (45–95, обычно 76–85), магнетита (1–30), апатита (20–30), пирохлора (до 1–1,5); присутствуют бадделеит (до 0,005), хондродит, лопарит. Магнетит-апатитовые породы содержат апатит (до 60), магнетит (до 60), кальцит (до 30), хондродит (до 15).

Руды являются комплексными на тантал, ниобий, фосфор, железо, цирконий, редкие земли, стронций, флогопит. По первым трем элементам возможно получение концентратов с промышленными содержаниями. От центра к периферии месторождения соотношение Nb₂O₅ : Ta₂O₅ в рудах колеблется от 12 : 20 до 1 : 80–100.

Тантал и ниобий содержатся в пирохлоре, апатите, бадделеите. Пирохлор образует октаэдрические, короткопризматические кристаллы размером 0,1–5 мм. Апатит относится к фторапатиту и содержит (%) редкие земли (до 0,72), стронций (до 0,5), пятиокись ниобия (0,03). Бадделеит образует кристаллы пластинчатой формы размером от 0,02–0,1 до 1 мм.

Содержание фосфора в апатитоносных карбонатитах 1,4–7,6%. Редкие земли содержатся в апатите (95% от общего количества редких земель в руде). Представлены цериевой группой (89,5%) и иттриевой (9,5%).

Цирконий содержится в бадделеите в количестве 86,5% совместно с пятиокисью ниобия (1,8%). Среднее содержание циркония в рудах 0,044%.

Стронций как изоморфная примесь присутствует в апатите и кальците карбонатитов. Содержание в руде – 1–1,6%, в магнетит-апатитовых породах – в среднем 0,16%, в слюдяных пироксенитах – 0,25%.

Флогопит в пироксенитах по левому берегу р. Арбарастах на протяжении 1 км образует многочисленные гнезда размером до 1 м и жилы мощностью 20–30 м. Размеры кристаллов 30–40 см в поперечнике. Выход колотого сырца от забойного по одной пробе составил 22,6%.

С жилами аршейских мусковитсодержащих пегматитов **редкометалльно пегматитовой формации** связаны рудопроявления в бассейнах рек Джелтула (III-2-26, 38) и Кюрикан (III-2-16). Спектральный анализ показал наличие в них ниобия (0,01–0,03%) и галлия (0,01%). Рудообразующие минералы не установлены [49].

Арарастахское проявление является перспективным для добычи комплекса полезных ископаемых.

Редкие земли на территории листа представлены малыми месторождениями **редкоземельной россыпной формации**, проявлениями **формации редкоземельных пегматитов**, а также шлиховыми и гидрохимическими ореолами.

Проявления редкоземельной минерализации приурочены к выходам кристаллических пород фундамента.

К *редкоземельной россыпной формации* относятся: минерализация связана с монацитовым пластом р. Ингряк (V–1–30) шириной 98 м и длиной 11361 м залегает на глубине 1,44 м. Мощность монацитоносных отложений 2,1 м. Среднее содержание монацита 609 г/м³. Прогнозные ресурсы P₃ составляют 1190 т.

В этом же районе известна непромышленная россыпь монацита по долине руч. Скалистый (V–1–29). Она представляет собой аллювиальный пласт длиной 6300 м, шириной 165 м и мощностью 5,3 м, который залегает на глубине 1,08 м. Содержание монацита 448 г/м³. Прогнозные ресурсы P₃ составляют 2482 т.

В аллювии редкие земли иногда встречаются совместно с другими полезными ископаемыми. Шлиховой ореол выявлен в бассейне р. Мус-Оннюэ (IV–3–51). Здесь наряду с вольфрамитом и цирконом присутствует монацит. В верховьях р. Терют-Салаа (IV–6–5) в золотоносной россыпи присутствует монацит (до 9,1 кг/т). Как россыпь, так и все проявления практического интереса не представляют. Источником сноса для образования россыпей являются в основном граниты и пегматиты архея.

Арбарастахтское тантало-ниобиевое месторождение (V–6–18) комплексных руд содержит редкие земли, годные для извлечения. Они входят в состав апатита и пирохлора (см. раздел «Тантал, ниобий»).

Цирконий. На территории выявлены шлиховые ореолы циркона расположенные в бассейне среднего течения р. Ытымджа (IV–3–7, 48, 51), где совместно с минералами вольфрама и церия в шлихах присутствует циркон. По-видимому, коренным источником являются зоны милонитизации в архейских породах и мезозойские интрузии. Других данных нет.

В бассейне рек Бол. и Мал. Нельгюу (V–1–35) в шлихах выявлено присутствие циркона совместно с монацитом. Содержание монацита до 1000 г/м³, циркона – знаки.

В бассейне р. Гонам (VI–1–24), на водораздел рек Конеркит – Улахан-Мелемкен (VI–1–12) и рек Гугингра и Бруингра (VI–1–15) в шлихах встречены циртолит и малакон. Содержание их от 100 до 250 г/м³. Коренным источником являются архейские граниты.

В бассейне р. Алгама выявлены два шлиховых ореола циркона. По руч. Черби (V–6–7,19) в двух шлихах встречены знаки циркона. Коренным источником являются позднеархейские аляскитовые граниты [49].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото является важнейшим полезным ископаемым территории. На площади листа разведано 2 средних и 1 мелкое коренное месторождение, 6 крупных, 27 средних и 34 мелких россыпных месторождений; выявлено 205 ко-

ренных проявлений, 1 россыпное проявление, 3 шлиховых и 4 гидрохимических ореола золота.

Коренные месторождения и проявления золота представлены четырьмя формациями: золоторудной в гумбеитах (1), золоторудной халцедон-кварцевой (2), золоторудной кварцевой (3), золоторудной березитовой (4). Россыпные – к формации золотоносных россыпей.

К *золоторудной халцедон-кварцевой формации (2)* относятся гидротермально-метасоматические месторождения куранахского геолого-промышленного типа. Они приурочены к ареалу горизонтально залегающих нижнекембрийских карбонатных и нижнеюрских обломочных отложений, прорванных дайками мезозойских алданского монзонит-сиенитового и куранахского вогезит-минеттового комплексов. К экзоконтактовым зонам интрузивных тел приурочена объемная джасперизация с самородным золотом, сульфидами, адуляром, карбонатами, хлоритом. Процессы трещинно-площадного выветривания с карстом привели к формированию наложенной минерализации – гидрослюд, каолинита, монтмориллонита, гетита, лимонита. К ним относятся средние месторождения Надежда и Верхнее (II–1–12, 23), проявления Межсочное, Гольцовое–1, Ореховское (II–1–28, 33, 42), Тямнякитское (II–1–1), на реках Курумкан (II–1–83), Седелге (II–1–15, 18, 19, 21, 22), Элькон (II–1–35, 46, 49)

Среднее месторождение Надежда (II–1–12) расположено в истоках руч. Согурунгу-Табар, правого притока р. Алдан и представлено системой карстовых зон в доломитах унгелинской свиты раннего кембрия. Зоны имеют северо-западное, реже северо-восточное и субмеридиональное простирание. Протяженность зон изменяется от сотен метров до первых км, ширина – от 20–30 до 500 м и более, глубина – 25–50 м (в отдельных случаях 90 м). Форма их преимущественно корытообразная, с неровным, осложненным впадинами поперечным профилем. Зоны выполнены золотоносными рыхлыми глинисто-обломочными образованиями с реликтами кремне-кварцевых, пирит-карбонат-кварц-калишпатовых (адуляровых) и пирит-кварцевых метасоматитов. Всего на месторождении выделены 9 рудных тел по бортовому содержанию 1 г/т. Простирание их 320–330°, длина изменяется от 250 м до 1100 м, ширина – от 20 м до 150–250 м в раздувах и узлах, мощность – от 2 м до 50 м. Средние содержания золота составляют 1,2–2,1 г/т. Суммарные запасы золота $A+B+C_1+C_2$ +забаланс. составляют 7,148 т.

Среднее месторождение Верхнее (II–1–23) расположено в истоках рч. Сэдэлгэ, правого притока рч. Енньё, где локализовано в системе карстовых зон в доломитах тумулдурской и унгелинской свит нижнего кембрия. Зоны имеют северо-западное, реже северо-восточное и субмеридиональное простирание. Протяженность их изменяется от 500 м до 2,5 км и более, ширина – от 30–40 до 300–500 м, глубина – от 10–15 м до 40–50 м (в отдельных случаях 90 м). Зоны имеют сложную поперечную и продольную форму, что обусловлено сочетанием разрывных нарушений различных направлений. Форма зон изменяется от выдержанной коробко- и корытообразной до щелевидной с блюдцеобразными и трубнообразными раздувами. Поперечный профиль ложа неровный. В целом для месторождения характерна асимметрия карстовых полостей – северо-восточные борта их более крутые, чем юго-

западные. Зоны выполнены золотоносными рыхлыми глинисто-обломочными образованиями с реликтами метасоматитов, обломками юрских песчаников, вмещающих доломитов, а также мезозойских магматических пород (сиенит-порфиры, минетт).

Всего на месторождение выделены 9 рудных тел по бортовому содержанию 1 г/т. Суммарные запасы золота 6,64 т. Прогнозные ресурсы золота кат. P_1 составляют 0,6 т.

Проявление Межсопочное (II-1-28) расположено на правобережье долины рч. Кэдэрги. Оно представляет собой залежеобразные, реже жильные тела окисленных кварц-сульфидных руд, залегающие среди доломитов средней пачки юдомской серии венда. Проявление включает рудные залежи Водораздельную, Межсопочную, Восточную и жилу-залежь Центральную. Залежи имеют размеры в длину 100–380 м, при ширине до 70 м и мощности 1–5 м.

Рудные залежи и жилы месторождения сложены гематит-лимонит-кварцевой (иногда с анкеритом), рыхлой от желтовато-бурого до красно-кирпичного (с черными пятнами) цвета породой, среди которой отмечаются отдельные «гнезда» размером от 5×10 см до 50×40 см интенсивно обохренного ноздреватого кварца с мелкими кристаллами пирита, в большинстве случаев замещенного лимонитом. Минералогический состав руд следующий: кварц, пирит, лимонит, гематит, гидроокислы марганца, золото. Структура петельчатая, зональная, концентрически-зональная. Золото в рудах представлено мелкими изометричными, реже вытянутыми зернами, иногда жилковидными, комковатыми формами, редко встречаются зерна октаэдрической формы. Размер золотинок от 0,001 мм и менее до сотых долей миллиметра. Распределение золота в породе сравнительно равномерное. Встречается оно в сростках как с лимонитом, так и с кварцем, но чаще тяготеет к последнему. Контакты рудных тел с вмещающими породами резкие. Характерной особенностью рудных тел является наличие зоны дробленых пород и глинистой оторочки в их приконтактной части. Содержание золота в руде изменяется от 0,5 г/т до 343,2 г/т.

Рудные тела сопровождаются зонами гидротермального изменения (мраморизации, окварцевания, анкеритизации), имеющими нечеткие контакты и постепенные переходы к вмещающим доломитам. Мощность их колеблется от первых сантиметров до 15–20 метров, а по простирацию они прослеживаются на 300–350 метров. Содержание золота в зоне измененных пород колеблется от 0,2 г/т до 1 г/т и повышается до 5 г/т ближе к контакту рудных тел.

Проявление (по авторской оценке – месторождение) предварительно оценено. Прогнозные ресурсы золота кат. P_1 составляют 0,38 т, серебра кат. P_1 – 0,24 т.

Проявления Гольцовое-1, Широкое, Ореховское (II-1-33, 35, 42). представлены залежеобразными телами в различной степени окисленных сульфидно-кварцевых метасоматитов, залегающими в доломитах юдомской серии. Образования содержат до 32 г/т золота и до 500 г/т серебра.

Проявления у пос. Тямнекит (II-1-1), на реках Курумкан (II-1-83), Элькон (II-1-35, 46, 49) связаны с залежами рыхлых гематит-лимонит-кварцевых руд, размещающихся в протяженных зонах мраморизации и окварцевания в доломитах. Содержание золота в рудах составляет от 0,6 до десятков г/т, во

вмещающих породах – до первых г/т. Примером может служить проявление Водораздельное (II–1–29). На нем в зонах разломов близмеридионального простирания карбонатные породы юдомской серии подвергались мраморизации и окварцеванию. Мощность гидротермально измененных пород достигает 10 м. В последних располагаются залежи гематит-лимонит-кварцевых руд. Карбонатные породы пронизаны сетью тонких кварц-сульфидных прожилков. Содержание золота в руде достигает 96,8 г/т, в 1 м от рудных тел, во вмещающих породах – 1,8–5,0 г/т, на большем удалении – менее 0,6 г/т. Помимо золота, в рудах присутствуют свинец и цинк (до 1%), медь (до 0,05%).

Проявления, расположенные по р. Седелге (II–1–15, 18, 19, 21, 22) и в бассейнах рек Юкунгра (III–1–108, 120), Лев. Ыллымах (III–1–155), приурочены к маломощным (0,5–2,5 м) линзам лимонитизированного халцедоновидного кварца среди окварцованных оолитовых доломитов юдомской серии. Содержание золота в руде 3,8 г/т.

В Нингамском потенциальном молибдено-золоторудном узле в 1980 г. в верховьях р. Алтан-Чайдах, открыто проявление золота VI–4–10, связанное с вкрапленно-прожилковыми зонами мощностью 0,1–1 м в песчанико-алевролитовых слоях юрских песчаников. Руда многосульфидная, содержание золота в ней от следов до 30 г/т [49].

На водоразделе рек Гонам-Алгана лимонитизированные доломиты (V–5–7) и лимонитизированные песчаники гонамской свиты (V–4–18; V–5–4, 13, 15, 18) содержат 0,001–0,1 г/т золота. Здесь же установлен металлометрический ореол с повышенным содержанием золота (V–4–5).

Редкие коренные проявления и шлиховые ореолы золота обнаружены на других участках, как в породах фундамента, так и среди осадочного чехла. В долине р. Амга известно одно проявление (I–3–1) и шлиховой ореол (I–2–3). На левобережье р. Алдан установлено одно проявление (II–4–2), шлиховой ореол (II–4–1) и три металлометрических ореола (II–5–2, 3, 6). Источником золота для них являются песчаники укугутской свиты (II–5–3, золота – 0,002 г/т), метасоматически измененные породы бырылайской свиты кембрия (II–5–2, 6, золота – 0,4 г/т). На водоразделе рек Алдан-Мая, на площади распространения верхнепротерозойских и кембрийских песчаников и доломитов (III–6–17, 22, 24, 27) установлены проявления с содержанием золота 0,002–0,1 г/т, вероятно, первично-осадочного генезиса.

В бассейнах рек Эльга, Укнкит, Укикиткан золото присутствует в значковых количествах. Единичные знаки золота присутствуют в пробах шлихов по рекам Улгун, Онакит и Джелинда [49].

К золоторудной в гумбеитах формации (I) относятся проявления золота, приуроченные к крупным долгоживущим разрывным структурам древнего (докембрийского) заложения, выполненным милонитами, ультрамилонитами, дайками микродиоритов, а также мезозойскими гидротермально-метасоматическими образованиями (гумбеитами) и микробрекчиями. С участками интенсивного проявления (более 40–50%) указанных метасоматитов связаны аномально высокие содержания Au, Ag, Cu, Zn, Pb, а также повышенные содержания W, Mo. К ним относятся проявления эльконского горизонта, расположенные вдоль рек Элькон (II–1–36, 69, 70, 75, 76, 77, 78), Джелинда (III–1–9), Холодная (III–1–41, 73, 81, 87), Юкунгра (III–1–46, 53, 62, 80,

92, 108, 115, 127, 128, 118, 120, 129, 134, 141), в бассейне р. Лев. Ыллымах (Ш-1-153, 151, 167, 168, 171).

Оруденение связано с катаклазитами и милонитами в зонах разломов северо-западного простирания, секущих гнейсы федоровской серии и сиениты алданского комплекса. Катаклазиты окварцованы, лимонитизированы и цементированы мелкозернистым агрегатом кварца, адуляра, плагиоклаза с апатитом, пиритом, серицитом, кальцитом, хлоритом, пронизаны кварцевыми прожилками с сульфидами меди, баритом, кальцитом. Содержание золота в руде достигает 15,9 г/т, но обычно составляет менее 1 г/т.

В качестве попутного компонента золото присутствует в урановорудных минерализованных зонах Эльконского горста (см. Уран).

Золото золоторудной в гумбеитах формации представляет интерес при комплексной обработке урановых месторождений.

К **золоторудной кварцевой формации (3)** относится многочисленная группа проявлений Центрально-Алданского района, расположенные вдоль рек Русская (Ш-1-35), Прав. Ыллымах (Ш-1-194, 214, 226, 227, 232, 233, 238, 240, 241), Бол. Неакуя (Ш-1-246, 247), в верховьях рек Элькон (Ш-1-61, 66, 55, 73; Ш-1-4), Юкунгра (Ш-1-5, 16, 24, 40, 114), по рекам Джелинда (Ш-1-9), Холодная (Ш-1-78) и др. В большинстве своем они связаны с сульфидизированными гнейсами федоровской серии. Содержания золота в них от следов до 28,1 г/т; совместно с золотом часто отмечается серебро (до 27,1 г/т).

В междуречье Лев. и Прав. Ыллымах (Ш-1-5, 22, 235) мелкие тела мезозойских сельвсбергитов и сиенит-порфиоров включают убогую вкрапленность сульфидов. Содержание золота – 0,02–0,3 г/т, серебра – 0,05%.

Проявления данной формации хорошо изучены, они могут быть перспективны на поиск оруденения типа «гора Рудная».

К **золоторудной березитовой формации (4)** отнесена большая группа проявлений в Кет-Капском, Тыркандинском и Ломамском районах. Все они связаны с мезозойскими интрузиями монцоидоритовой формации мукундинского и кет-капского комплексов.

В Кет-Капском районе малое непромышленное месторождение Верхний Метрополь (IV-6-7) и большая часть проявлений (IV-6-22, 24, 32, 37, 38, 41, 43 и др.) сосредоточены на территории Улаханского рудного узла. Здесь вскрыто 17 залежей, одна кварцевая жила и прослежен ряд делювиальных развалов руд. Залежи метасоматитов средней мощностью 1 м имеют протяженность от 20 до 120 м. Рудные тела, согласно залегающие в доломитовых известняках тумулдурской свиты, имеют неправильную форму и включают в себя остатки незамещенных вмещающих пород. Руды гематитовые и лимонитовые, представляют собой окремненные известняки с распыленными гидроокислами железа. Содержание золота в рудах от 1,9 до 31 г/т, среднее 13 г/т.

На малом непромышленном месторождении Верхний Метрополь кварц-сульфидная жила длиной 1250 м и шириной до 150 м содержит золота до 12 г/т.

На проявление Чагдала (IV-6-45) лимонит-гематитовые породы среди доломитовых известняков тумулдурской свиты содержат золота от 0,8 до 6,0 г/т. Сульфидизированные и окварцованные песчаники с содержанием зо-

лота от следов до 4,4 г/т известны в истоках р. Прав. Улахан-Чайдах (IV–6–26).

В районе широко распространена площадная зараженность золотом, на что указывают металлометрические ореолы в верховьях рек Терют-Сала, Чульбе. Содержание золота от 0,1 до 20 г/т.

Также широко распространено вкрапленное оруденение. На проявлениях (IV–6–8, 14, 33) известняки и доломиты позднего протерозоя на площадях, в первые сотни квадратных метров, сульфидизированы и содержат до 1,2 г/т золота [49].

В Тьркандинском районе проявления IV–3–4, 12, 13, 14, 16, 32, 33, 34, 39, 40, 44, 46, 47, 49, 53 связаны с сульфидно-кварцевыми жилами мощностью в десятки сантиметров (до 1 м) и длиной до первых сотен метров, секущими кристаллические породы фундамента или мезозойские интрузии. Содержание золота в жилах обычно составляет первые г/т, иногда достигая 16,8 г/т (IV–3–32).

Типично для района проявление IV–3–4, где оруденение сосредоточено в кварцевых жилах, кулисообразно располагающихся в зоне разрывов северо-западного простирания шириной 140–220 м и протяженностью 1 км. Длина отдельных жил до 240 м, мощность не менее 1 м. В центральной части жил наблюдаются линзы полевошпат-кварцевого состава с кальцитом, анкеритом, гематитом и реликтами пирита, галенита, халькопирита, реже сфалерита. Содержание золота в жилах составляет 0,8–5,2 г/т.

Оруденение проявления IV–3–16 связано с сульфидно-кварцевой жилой, рассекающей мезозойские сиениты. Жила имеет мощность 1–2 м, протяженность 200 м и включает гнезда и вкрапленники полуокисленных сульфидов, малахита, молибденита. Содержание золота достигает 10 г/т.

Прожилково-брекчиевый вид оруденения встречается в проявлениях (IV–3–17, 39, 40, 44, 46, 47, 49, 53). На проявлении IV–3–40 катаклазированные и брекчированные плагиогранты пронизаны сульфидно-кварцевыми прожилками мощностью до 5 мм. Содержание сульфидов не превышает 5%. Концентрация золота в жильном материале составляет 1,4 г/т.

В среднем течении р. Мус-Онное (IV–3–53) на контакте доломитов пестроцветной свиты и юрских песчаников располагается зона брекчирования мощностью до 6 м. Цемент брекчии – лимонит. Содержание золота – 1,5 г/т.

Вкрапленное оруденение встречается в телах мезозойских бостонитов, пуласкистов, монзонитов, которые иногда сульфидизированы, лимонитизированы и содержат золото в количестве 0,1–2,3 г/т (проявления IV–3–23, 24, 25, 28, 32). Так, на правом берегу руч. Скучный (IV–3–32) дайки пуласкистов длиной 400 м и мощностью 10 м, вмещаемые архейскими кристаллическими породами, в эндоконтактной зоне мощностью 20–30 см включают мелкую вкрапленность пирита и халькопирита. Содержание золота в сульфидизированных пуласкистах составляет 0,4–1 г/т.

В Ломамском районе на проявлениях V–2–34, 41; V–3–23, 37, 45, 46, 49 сульфидно-кварцевые жилы небольшой мощности распространены на малых площадях в венд-нижнекембрийских доломитах. Содержание золота в жилах не превышает нескольких г/т, иногда достигая 146,3 г/т (см. Серебро, проявление Эхюнда V–3–45). Золото иногда ассоциирует с серебром (до 2000 г/т),

вольфрамом, молибденом, цинком, свинцом. Так, на водоразделе рек Ломам и Угрюм (V-3-37), на площади 12 га, среди доломитов юдомской серии в делювии встречены обломки кварца с вкрапленностью сульфидов с содержанием золота 0,03 г/т, свинца – 1%, цинка – 0,5%, меди – 0,02%. На участке «Салгын» (V-3-49) в сульфидно-кварцевых жилах и связанных с ними лимонитовых рудах в доломитах позднего протерозоя и нижнего кембрия установлены содержания золота до 100 г/т, серебра – 20 г/т, свинца – 1%, цинка – 1%, теллура – 0,005%. В истоках рек Сеймдже (V-2-28) и Чайдах (V-2-28, 36) мелкие сульфидно-кварцевые жилы развиты в породах кристаллического фундамента. Содержание золота в жильном материале составляет 1–2 г/т. Золото ассоциирует с серебром (до 100 г/т), молибденом, вольфрамом (до 0,003%), мышьяком (до 0,005%), иногда с сурьмой, медью, кадмием (до 0,01%). В центральной части мезозойского Ломамского массива (V-2-16) сульфидно-кварцевые жилы содержат до 100 г/т золота (см. Серебро).

В истоках р. Сеймдже оруденение прожилково-брекчиевого вида проявлений V-3-1, 2, 5, 6, 8, 9, 11, 12, 14, 16, 18, 19, 22, 26, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 37, 39, 44, 48, 51 включает брекчии (часто лимонитизированные) доломитов юдомской серии и тумулдурской свиты; содержание золота в этих породах достигает 1,3 г/т.

В проявлениях V-2-10, 17, 22, 23, 26 этого же вида в истоках р. Сеймджак и на р. Ломам (V-3-27) оруденение связано с брекчиями с сульфидно-кварцевым цементом среди архейских кристаллических пород.

Примером может служить участок Сеймджак (V-2-26), где представлены проявления разных видов. Участок площадью 24,6 км² слагают раннеархейские кристаллические и мезозойские интрузивные породы, рассеченные разломами северо-восточного, северо-западного и широтного простираний, сопровождаемыми зонами трещиноватости, рассланцевания и милонитизации мощностью до 300 м и протяженностью до нескольких километров. Редкие кварцевые жилы мощностью 0,1–5 м, пересекающие архейские породы, содержат золота 0,1 г/т, мышьяка и свинца 0,05%, цинка 0,02%, меди 0,01%, висмута 0,003%, молибдена и вольфрама 0,002%. Относительно мощные жилы сопровождаются зонами березитизации неустановленной мощности с содержанием в измененных породах золота до 3,7 г/т, серебра 20 г/т, вольфрама 0,1%, молибдена 0,02%, висмута и свинца 0,1%, цинка 0,05%. Единичные сульфидно-кварцевые жилы, выявленные в мезозойских гранитоидах, мощностью 0,3–0,5 м и длиной в несколько десятков метров с рассеянной, гнездовой и прожилковой минерализацией (пирит, галенит, халькопирит до 2%) содержат золота до 32,4 г/т, серебра до 50 г/т, вольфрама 0,05%, молибдена 0,5%, висмута 1%, свинца 1%, цинка 0,03%, мышьяка 0,03%, бериллия 0,003%.

На этом примере наглядно видно, что оруденение, связанное с кварцевыми жилами, в мезозойских монцитонитоидах богаче, чем в архейских породах.

В южной части мезозойского Ломамского массива пробы металометрического ореола (V-2-10) содержат до 5 г/т золота в ассоциации с вольфрамом, молибденом, серебром (см. Молибден). Ореол приурочен к зонам трещиноватости и сульфидизации мощностью до 50 м.

Лимонитовые с золотом руды в Ломамском районе в проявлениях V–2–43, 42, V–3–7, 15, 19, 22, 31, 32, 38, 42, 43, 47, 50 связаны с джаспероидами, крутопадающими жильными метасоматическими залежами в доломитах тумулдурской свиты с содержанием золота в руде до 10 г/т. Так, на р. Усмун (V–2–43) закартированы пластовые и секущие тела кварц-калишпатовых метасоматитов и связанных с ними лимонитовых руд, вмещаемые доломитами юдомской серии и тумулдурской свиты; здесь же кварц-сульфидные жилки содержат золота – 1 г/т, серебра – 20 г/т, меди – 50 г/т. На проявление Сагырд (V–3–7) кварц-калишпатовые метасоматиты и гетит-гидрогетитовые руды, слагающие линзовидные тела размером 25x500 м в зонах трещиноватости и дробления в доломитах тумулдурской свиты, содержат золота 0,2 г/т.

В целом, Кет-Капский, Тыркандинский и Ломамский районы благоприятны для открытия месторождений «лебединского», «эльконского», а возможно и «куранахского» типов.

Формация золотоносных россыпей. Россыпи являются аллювиальными и относятся в основном долинному, реже к русловому типу. Распределение золота в россыпях неравномерное, местами в них наблюдаются перерывы или смильно обогащенные металлом участки. Золотоносный пласт, как правило, выражен довольно отчетливо и залегает непосредственно на плотике. Он сложен хорошо промытыми песчано-галечно-валунными отложениями с незначительной примесью глинистого материала.

В Центрально-Алданский урано-золоторудном район входят россыпи рч.рч. Редерги, Кэдэрги, Элькон (II–1–24, 34, 37) и др. В них преобладает мелкое (0,25–1 мм) золото, составляя до 70% объема. При этом отмечается связь между крупностью золота и литологией плотика. Наиболее крупным золотом и даже отдельными мелкими самородками отличалась россыпь рч. Редерги, плотиком которой на всем протяжении служат породы фундамента. В россыпях рч.рч. Кэдэрги, Широкий, Последний, где плотиком являются доломиты, преобладало мелкое и очень мелкое золото. Этот факт обусловлен, вероятно, различным уровнем эрозионного вреза долин водотоков.

Золото всех россыпей высокопробное (более 800), пробность изменяется в пределах 879–976. Наиболее высокую пробность (976) имеют золотины размером более 2 мм. В классе – 0,25 мм преобладает золото пробностью 800–900.

По морфологии преобладают золотины округлой, вытянутой, лепешковидной формы со сглаженными или извилистыми краями. Встречаются золотины неправильной (крючковидной, палочковидной, клиновидной) формы, часто остроугольные, неокатанные. Поверхность золотин шероховатая, мелкочаечная. Цвет желтый с красноватым оттенком, реже светло-желтый, зеленовато-желтый. В углублениях и бороздах сохраняются гидроокислы железа. Отмечаются единичные включения кварца, циркона, магнетита [43,44,49].

Суммарные запасы категории А+В+С₁+С₂ по району составляют 1,12 т.

Сведения о россыпях Тыркандинского района, приведены в таблице 4. Примерами могут служить россыпи крупного россыпного месторождения по р. Бол. Тырканда (IV–2–30) и среднего россыпного месторождения Мал. Тырканда (IV–2–4). В первой россыпи золото встречается в пласте галечно-валунных песков мощностью 2–6 м. Содержание металла достигало 100 г/м³.

Россыпь отработана. Вторая россыпь приурочена к аллювиальному пласту валунно-галечных песков мощностью 0,4–1,8 м, длиной 5154 м и шириной 92 м, залегающему на плотике и перекрытому валунно-галечными песками мощностью 5,3–14,2 м. Золото в пласте распределено равномерно по вертикали и неравномерно по простиранию. Нижняя по течению реки часть россыпи длиной 345 м содержит непромышленные концентрации золота [49].

Суммарные запасы всех категорий по месторождениям узла составляют 10,75 т.

Россыпи Ломамского района представлены крупным месторождением на рч. Мевачан (V–3–36). Золотоносный пласт имеет длину 4218 м, ширину 20 м и перекрыт торфами мощностью 1,5–2 м. Среднее содержание золота в пласте 0,389 г/м³. Суммарные прогнозные ресурсы по россыпям района по категории P₃ составляют 189 т.

Гувилгра-Токориканский золото-россыпной район представлен мелкими россыпными месторождениями руч. Ытымжак, Гулвигра, Кудулуکان-II, Улахан-Мелемкен (V–1–43, VI–1–7, 8, 11) Суммарные запасы A+B+C₁+C₂+забаланс. по месторождениям оценены и составляют 0,22 т.

В Кет-Капском районе выявлено около двадцати россыпных месторождений, сосредоточенных в Улаханском рудно-россыпном узле. Среди них известны одна крупная россыпь Левый Мусс (IV–6–34), шесть средних Низовья р. Учур (IV–5–6), Чюльбю ниж. уч., Верхний Метрополь, Право-Улаханское, Прав. и Лев. Чагдала (IV–6–1,6,17,35,48) и девять малых россыпей.

Россыпи аллювиальные, редко делювиальные, долинные (пойменные и террасовые) мелкозалегающие, иногда глубокозалегающие Коренными источниками металла служат золотоносные гидротермально и метасоматически измененные породы и скарны, генетически связанные со штоками, лакколитами, дайками и силлами раннемеловых гранитоидов кеткапского комплекса. Россыпь крупного месторождения по руч. Лев. Мусс (IV–6–34) разведана – это долинная аллювиальная россыпь длиной 8280 м со средним содержанием золота 0,240 г/м³.

Россыпь среднего месторождения «Пятилетка» (IV–6–5) частично отработана в 40-е годы. Длина ее 2640 м, ширина 133 м, средняя глубина выемки 3,7 м; пригодна только для гидравлической обработки вследствие большого процента каменности золотоносного пласта и торфов. Золото приурочено к нижним и средним горизонтам. Среднее содержание металла 0,163 г/м³. Суммарные запасы категорий A+B+C₁+C₂+забаланс. в районе составляют 1,21 т.

В Сутамском потенциальном ртутно-золоторудно-россыпном узле в 30–40-е годы в долинах рек Аян и Таланга-Макыт (VI–2–22) велись старательские работы. Суммарные запасы A+B+C₁+C₂+забаланс. в районе оценены и составляют 1,05 т.

В низовье р. Тимптон выделено среднее россыпное месторождение (II–2–3), которое не входит не в один из рудных районов, на нем намечено 18 участков, в пределах которых возможно обнаружение промышленных объектов для открытой старательской обработки. Наиболее перспективными участками с авторскими прогнозными ресурсами являются р. Тимптон (0,654 т), Быстрый (0,216 т), Эсэлях (0,224 т) и нижнее течение р. Кюрюкээн (III–2–1)

(0,432 т). Это мелкие аллювиальные россыпи, пригодные для отработки открытым способом [49].

Таблица 4

Характеристики золотоносных россыпей

Индекс	Местонахождение	Характеристика вмещающих образований	Положение и мощность золотоносного пласта	Размеры россыпи	
				Длина, м	Ширина, м
III-1-161	Россыпи руч. Маристый, приток р. Лев. Ыллымах	Две террасы сложены гравийно-галечным материалом с валунами, иногда перекрыты глиной и илистыми песками	Золото приурочено к верхним горизонтам и встречается на поверхности или на глубине 1,4–2 м	Нет данных	Нет данных
III-1-189	Россыпи руч. Амбурдак, бассейн р. Лев. Ыллымах	Нет данных	Долинная россыпь, террасовая россыпь	1000 250	45 10–40
IV-3-11	Россыпь р. Очугуй-Орогдакит	Аллювиальный песчано-глинистый материал и галечно-валунные пески	Нет данных	3500	48–188
IV-3-30	Россыпь р. Улахан-Тараканда	Ледниковые глинистые валунно-галечные пески, ниже песчано-глинистый доледниковый аллювий	Залегает на глубине 28,6 м	2800	92
IV-3-30	Россыпь руч. Кобчик, приток р. Улахан-Тараканда	Ледниковые глинистые валунно-галечные пески, ниже песчано-глинистый доледниковый аллювий	Лежит на плотике (мощность 0,6–4,0 м)	2500	400
IV-3-30	Россыпь руч. Рыбный, притока р. Улахан-Тараканда	Глинистые галечно-валунные пески	Лежит на плотике на глубине 22 м (мощность 2 м)	6000	10–60
IV-3-30	Россыпь р. Улахан-Тараканда	Аллювиальный галечно-валунный песок с примесью глинистого материала	Золото распределено по всей россыпи равномерно	2700	Нет данных
IV-3-30	Россыпь руч. Спокойный, притока р. Улахан-Тараканда	Ледниковый галечно-валунный песок	Лежит на плотике мощность 0,3 м	6000	20–140
IV-3-45	Россыпь руч. Майский,	Аллювиальные песчано-валунные	Лежит на плотике мощность 1,2–1,6 м	2000	10–40

	бассейн руч. Мус-Онное	галечники			
--	---------------------------	-----------	--	--	--

В районе маловероятно нахождение новых золотоносных россыпей. Но необходимо учитывать способность отработанных объектов к регенерации в течение 30–50 лет.

Серебро. Пункты минерализации серебра приурочены преимущественно к областям развития мезозойских интрузий и встречаются: 1) в приконтактовых зонах интрузивных тел; 2) в осадочных породах платформенного чехла, подвергшихся воздействию мезозойских гидротерм; 3) в гидротермально-проработанных архейских породах в зонах разломов.

1) Комплексные пункты минерализации первой группы обнаружены при поисках золота на площадях развития мезозойского магматизма.

В междуречье Гонам-Гыным-Сеймдже золотоносные сульфидно-кварцевые жилы несут также и серебряное оруденение в ассоциации с медью, вольфрамом, молибденом, свинцом, цинком (V–2–16, 26). На участке Хребтовый (V–2–16) сульфидно-кварцевые жилы локализируются в зонах трещиноватости, имеют мощность от первых миллиметров до 5–10 см, редко до 0,8 м, занимают от 1 до 15–20%, редко до 30–50% общего объема пород и содержат в кварцевой массе (%): флюорита 0–15, пирита 3–5, молибденита 0–5, галенита 0–2, гюбнерита до 3–5.

Жильный материал содержит: Au – 100 г/т, Ag – 2000 г/т (0,20%), W_3 – 3,90%, Mo – 0,08%, Bi – 0,08%, Sb – 0,8%, Pb – 0,8%, Zn – 0,08%, Cu – 1%, As – 1,0%, Be – 0,2%.

Оруденение на участке Сеймджак (V–2–26) описано в разделе «Золото».

На участке Усмун (V–2–43) метасоматиты с золото-медной минерализацией образуются на контакте мезозойских интрузий либо с породами юдомской серии и тумулдурской свиты, либо с предъюрской корой выветривания. Мощности пластовых залежей кварц-калишпатовых метасоматитов в зоне коры выветривания достигают 3–6 мм, а жильных и линзовидных тел в юдомской серии и тумулдурской свите – от 0,5–1 до 7 м при протяженности первые десятки метров. Содержания полезных элементов составляют: Au – 1 г/т, Ag – 20 г/т, Cu – 0,05%, Zn, Pb – 0,01%, Bi – 0,03%, Mo – 0,02%, W – 0,002 %.

На участке Эхюнда (V–3–45) золото-серебряная минерализация связана с сульфидно-кварцевыми жилами и кварц-калишпатовыми метасоматитами. Первые аналогичны таковым проявления Сеймджак, вторые – проявления Усмун. Концентрации полезных компонентов в сульфидно-кварцевых жилах составляют: Pb – 1,0%, Au – 146,3 г/т, Ag – 1000 г/т, W – 0,02%, Cu – 0,3%, Zn – 0,8%, Mo – 0,05%, As, Te, Bi – по 0,05%; в метасоматитах Au – 3,2 г/т, Ag – 1000 г/т, Pb – 0,01%, Zn – 0,08%, Cu – 0,05%, W и Mo по 0,005%.

Серебряное оруденение этой группы проявлений обычно ассоциирует с золотым оруденением. Учитывая это, извлечение серебра из золотоносных руд может иметь практический интерес.

2) Ко второй группе относятся почти сорок пунктов минерализации, металлогенетических и гидрохимических ореолов, сконцентрированных в меж-

дуречьях Учур-Джанда-Аим (Ш–6–1, 5, 6, 8, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 18, 23, 26) и Гонам-Алгاما (V–5–8, 10, 14, 16, 17, 19, 22, 26). Содержания серебра в них не превышают 0,001%. Ореолы, как правило, комплексные; типичными ассоциациями элементов являются серебро±золото±медь±молибден (V–5–22, 26). В сухом остатке пробы из гидрохимического ореола V–5–19 содержится, кроме серебра, до 0,02% La и 0,1–0,2% Се.

Присутствие серебра в пробах данной группы имеет значение лишь как поисковый признак на золото, с которым оно часто ассоциирует.

3) К третьей группе относится пункт минерализации Ш–5–30 в междуречье Улахан-Силигиле-Мегюскян с содержанием серебра в пробах от «следов» до 0,01%. В пробах пункта минерализации IV–5–7 в долине р. Орто-Сала содержится (%): Ag – 0,002, Pb – 0,01, Cu – 0,02. В ореоле IV–5–11 в донных осадках руч. Кутуяхтах отмечены «следы» серебра.

Все пункты минерализации имеют незначительные масштабы и не представляют практического интереса.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран. Площадь листа является одной из богатейших на территории Российской Федерации по запасам урановой руды. В настоящее время здесь открыты семь крупных месторождений урана, одно среднее, 15 малых (некоторые с учтенными запасами) более 15 перспективных урановых проявлений и 38 пунктов минерализации. В части Эльконского горста, находятся месторождения урана Эльконское (II–1–40), Эльконкан (II–1–64), Северное (III–1–15), Южное (II–1–71, 80; III–1–8, 19, 38), Надеждинское (III–1–1) и др., входящие в состав Эльконского урановорудного района. По генезису месторождения являются метасоматическими и принадлежат к *урановорудной в гумбеитах формации*. Они представляют собой субвертикальные минерализованные зоны дробления и рассланцевания в породах фундамента.

В пределах площади листа по особенностям геологического строения и морфологическим признакам оруденения выделяются три типа рудоносных зон. Рудные зоны первого типа приурочены к крупным долгоживущим разрывным структурам древнего (докембрийского) заложения, выполненным милонитами, ультрамилонитами, дайками микродиоритов, а также мезозойскими гидротермально-метасоматическими образованиями и микробрекчиями. Швы тектонитов имеют мощность от 20–30 м до 100–200 м, метасоматитов – 5–15 м. Протяженность зон этого типа достигает первых десятков км, простирание их северо-западное (295–315°), падение юго-западное от 50–60° до 80–90° (среднее 60–70°). Зоны вмещают руды, как правило, рядового качества (зоны Южная, Надеждинская II–1–71, 80; III–1–8, 19, 38, 1). Рудные зоны второго типа имеют относительно простое строение и представлены метасоматитами и метасоматически измененными породами мощностью до 2–3 м, реже до 5–6 м, с отдельными швами микробрекчий и частично кварцевых брекчий. Некоторые из них наследуют элементы докембрийских разрывных структур. Протяженность зон от первых км до 10–15 км, простирание преимущественно северо-западное (290–315°), реже субширотное, падение на

юго-запад под углами 50–60°, иногда вертикальное. Руды контрастные, рядовые, участками богатые. К данному типу структур относятся зоны Пологая (Ш–1–64), Медвежья (Ш–1–37), Невская (Ш–1–42), Курунг (Ш–1–8), Центральная (Ш–1–67), Весенняя (Ш–1–66), Интересная (Ш–1–6), и др. [43,44,92]

Третий тип зон объединяет многочисленные разрывные нарушения, являющиеся, в основном, оперяющимися структурами более высоких порядков. Простираются они изменяются от субширотного до субмеридионального, падение – от 45° до 85°. Мощность зон, как правило, не превышает 0,5–3 м (редко 6–7 м), а протяженность изменяется от первых сотен метров до 2–3 км. Зоны выполнены катаклазитами, брекчиями и микробрекчиями, метасоматитами, иногда отмечаются швы бластомилонитов. Вмещают контрастные рядовые, участками богатые руды. К данному типу относятся зоны Вторая, Странная, Секущая, Веселая, Широтная, № 517 (Ш–1–79), Аналогичная и др.

Центральная часть рудовмещающих разрывных структур выполнена метасоматитами пирит-калишпатового, пирит-карбонат-калишпатового состава (гумбеитами). Тела метасоматитов сопровождаются ореолами слабой и умеренной калишпатизации, хлоритизации, эпидотизации, окварцевания. На заключительной стадии по метасоматитам образовались катаклазиты, тектонические брекчии и микробрекчии.

Всего в процессе формирования гидротермально-метасоматической минерализации рудных зон выделяется от 8 до 10 стадий. В результате последних исследований выделяется 11 последовательно формирующихся парагенетических минеральных ассоциаций.

К минералам собственно урановорудной стадии относятся браннерит и сульфиды железа. Браннерит выделяется в зонах дробления пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов. Наблюдаются следующие текстурные типы браннеритовых руд: брекчиевые, прожилково-брекчиевые и прожилковые. Урановое оруденение прослежено скважинами на глубину до 2 км и не обнаруживает тенденции к выклиниванию. При этом наиболее продуктивная часть зон имеет размах по вертикали не менее 800 м. В зависимости от преобладающих минеральных ассоциаций выделяются следующие природные типы руд: браннеритовые с золотом и серебром Южное (Ш–1–71, 80; Ш–1–8, 19, 38), Снежное (Ш–1–64), Северное (Ш–1–15), Агдинское (Ш–1–104), молибденитовые с браннеритом Минеевское (Ш–1–56), уранинитовые Интересное (Ш–1–6), Надеждинское (Ш–1–1), слюдко-черниевые зоны окисления Снежное (Ш–1–64) и Агдинское (Ш–1–104). Основным концентратом урана является браннерит, реже коффинит и уранинит, а также урановые слюдки. Средние содержания урана изменяются в пределах 0,123–0,195%. Геохимический спектр руд характеризуется повышенными концентрациями золота содержания его изменяются от следов до 3 г/т, серебра, мышьяка, таллия, ванадия, молибдена, титана, галлия, марганца, меди, стронция, бария, фосфора.

В геофизических полях минерализованные зоны выделяются аномалиями калия (до 5–6%), урана (до 0,0002%), тория (до 0,001%), гамма-поля (до 16 мкР/ч). При наземной радиометрической съемке они фиксируются аномалиями от 30–70 мкР/ч до 950 мкР/ч на фоне 15–20 мкР/ч.

Возраст оруденения – раннемеловой, так как абсолютный возраст золотоносных пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов (Рябиновый массив)

составляет $129,1 \pm 2,9$ Ма (Re-Os по валу пирита), что соответствуют раннему мелу и раннемеловые дайки сельвсбергитов и грорудитов третьей фазы алданского комплекса являются пострудными по отношению к браннеритовой минерализации.

Наиболее значимым стратегическим, уникальным по запасам урана является крупное месторождение Южное (II-1-71, 80; III-1-8, 19, 38), разделенное на месторождения Элькон, Эльконское плато, Курунг, Непроходимое, Дружное, и приуроченное к одноименной зоне, прослеженной на 20,7 км. Простирается зона изменяется от 290° до 315° (среднее 305°), падение – от 52° до 80° на юго-запад. Рудные образования локализуются как в основной зоне Южной, так и в оперяющих зонах Старой и Знакомой. Верхняя граница промышленного оруденения проходит в 100–400 м от поверхности. На глубину руды прослежены скважинами на 2000 м без признаков выклинивания. В пределах зоны выделяются рудные залежи и рудные тела. Всего выделено 9 кулисообразно и субпараллельно расположенных рудных залежей протяженностью 650–5400 м со склонением к северо-западу под углом $30\text{--}50^\circ$. Мощность их изменяется от 0,1 м до 25 м (в среднем 4–6 м). В границах залежей выделены 20 рудных тел длиной от 50–400 м до 700 м при мощности от 0,9 до 4 м (в среднем 1,3 м). Форма крупных рудных тел в продольном сечении близка к ромбовидной, более мелкие тела имеют изометричную, столбообразную или ромбовидную форму. Кондиционное оруденение представлено первичными рудами, урановая минерализация в которых на 90% сложена браннеритом и продуктами его изменения. Содержание урана в рудах изменяется от 0,04% до 3% (среднее 0,15%). В целом для месторождения характерно увеличение содержания урана в рудах с юго-востока на северо-запад и, менее отчетливо выраженное – с глубиной. Запасы подсчитаны по категориям $B+C_1+C_2$ в количестве 295,620 тыс. т. Попутными полезными компонентами в рудах месторождения являются золото, серебро и молибден. Последний появляется на юго-восточном фланге зоны, расположенном за рамками площади. Мощность золоторудных интервалов составляет от 0,3 м до 18,8 м при содержании золота – 0,3–3,4 г/т его запасы по категориям $B+C_1+C_2$ составляют 150,1 т. Средние содержания серебра в отдельных рудных телах достигают 10 г/т (запасы по категориям $B+C_1+C_2$ – 1936 т), молибдена – 0,075% (запасы по категориям $B+C_1+C_2$ – 41638 т). По данным технологических испытаний руд с учетом полного цикла переработки извлечение урана оценивается на уровне 90%, молибдена – 50–55%, золота и серебра – 40–50%.

Малое месторождение Эльконкан (II-1-64) расположено на левом водоразделе р. Эльконкан. Приурочено к северо-западному флангу зоны Южная имеет протяженность 5,5 км, по своему строению и составу рудных тел аналогично месторождению Южное. Мощность рудных интервалов, приуроченных к зонам брекчирования метасоматитов, изменяется от 0,15 до 1,0 м с содержаниями урана 0,055–3,28%. Прогнозные ресурсы урана по категории P_1 – 5 000 т.

Малое месторождение Зона Интересная (Интересное) (III-1-6) Основной рудовмещающей структурой является зона Интересная, представленная брекчированными метасоматитами, развитыми вдоль дайки роговообманковых порфиров. Дайка оруденения не содержит. Рудные тела имеют форму

линз, четковидно сменяющих друг друга по простиранию. Протяженность зоны 2,5 км, простирание 290–300°, падение 60–80° на юго-запад. Содержание урана изменяется от 0,074% до 3,377% при колебании мощностей от 0,06 м до 3,75 м. Урановая минерализация представлена браннеритом и настураном. Содержания золота 0,1–28,1 г/т (среднее 0,4 г/т) при мощности 1,5–3,3 м. Запасы урана подсчитаны по категориям C_1+C_2 при ср. сод. 0,355%: запасы по категории C_1 – 979 т., по категории C_2 – 1835 т.

Малое месторождение Зона Надеждинская (Надеждинское) (III–1–1) расположено в верховьях р. Эльконкан. На площади листа расположен юго-восточный фланг месторождения. Основной рудовмещающей структурой является зона Надеждинская, являющаяся северо-западным продолжением зоны Сохсолоохской и протягивающаяся на 9 км. Простирание зоны 310–315°, падение субвертикальное. Зона представлена метасоматически измененными blastomylonitami мощностью 80–150 м. Рудовмещающие зоны дробления выполнены брекчиями и представляют собой серию кулисообразных швов, развивающихся в полосе мощностью 5–10 м. В пределах месторождения выделяются несколько рудных залежей протяженностью 500–1000 м и мощностью от 1,91 до 2,63 м. Содержания урана 0,052–1,314% (среднее 0,137–0,140%). Урановая минерализация представлена браннеритом. Запасы урана подсчитаны по категории C_2 – 1475 т. Прогнозные ресурсы по категории P_1 – 28500 т. (при ср. сод. 0,140%).

Крупное месторождение Северное (III–1–15) Приурочено к зоне Северной, прослеженной на 10 км. Протяженность месторождения 7,2 км. Азимут простирания зоны 300–310°, падение 40–60° на юго-запад. Промышленные запасы урана сосредоточены в основном в 3 крупных залежах протяженностью от 1,7 до 3,5 км с распространением на глубину более 1,2 км. Нижняя граница оруденения не установлена. Среднее содержание урана 0,153%. Средние содержания попутных компонентов: золото – 0,7 г/т (0,3–1,32 г/т), серебро – 10,9 г/т. Мощность золоторудных интервалов 1,2–4,2 м. Элементы-спутники – свинец, мышьяк, медь. Запасы по категории C_1 – 17,077 тыс. т, C_2 – 44,449 тыс. т, забалансовые – 9,576 тыс. т.

Малое месторождение Магнитное (III–1–17) включает зоны Приятную и Зону № 513. Протяженность структуры 8 км. Протяженность месторождения 4 км. Зона представлена метасоматитами и брекчиями, милонитизированными дайками метадiorитов. Простирание зоны 320–330°, падение на юго-запад под углами 70–80°. Мощность зоны от 5 до 20 м. Форма рудных тел – уплощенные линзы. Содержание урана на поверхности 0,048%, на глубине до 0,122% на мощность 1 м. Среднее содержание золота 1,3 г/т при мощности золотоносных интервалов 2,6–3,6 м. Элементы-спутники – свинец, мышьяк, таллий, ванадий, молибден, вольфрам, ниобий. Прогнозные ресурсы урана по категории P_1 – 3000 т (при среднем содержании 0,1%).

Малое месторождение Зона Медвежья (III–1–37) приурочено к зоне Медвежьей, имеющей протяженность 3,8 км. Зона сложена blastomylonitami, метасоматитами, гидротермально измененными и брекчированными дайками метадiorитов. Азимут простирания структуры 280–300°, падение на юго-запад под углами 60–70°. Форма рудных тел линзовидная, удлинённая. Среднее содержание урана изменяется от 0,07% до 0,199%. Содержание золота

0,5–1,6 г/т при мощности золотоносных интервалов 1,8–3,4 м. Элементы-спутники – ванадий, таллий, бериллий. Прогнозные ресурсы урана по категории P_1 – 3800 т (при среднем содержании 0,19%).

Малое месторождение Зона Невская (Ш–1–42) приурочено к тектонической зоне Невской, имеющей общую протяженность 6,2 км. Протяженность месторождения 2,2 км. Зона сложена брекчированными и катаклазированными гидротермально измененными породами. Азимут простирания зоны 305–330°, падение 55–65° на юго-восток, мощность зоны колеблется от 1,7 до 8,0 м. Урановая минерализация представлена браннеритом. Рудные тела имеют линзообразную форму, длина их изменяется от 5–6 м до 20–30 м, мощность – 0,11–1,26 м. Содержание урана 0,08–0,608%. Содержания золота 0,9–1,4 г/т на мощность 1,9–3 м. Элементы-спутники – сурьма, мышьяк, таллий. Запасы урана категории C_2 – 2472 т (ср.сод. 0,147%). Прогнозные ресурсы по категории P_1 – 3100 т.

Малое месторождение Таежное (Ш–1–43). Среди гранитизированных гнейсов федоровской свиты архея прослежена минерализованная зона разлома древнего заложения, с азимутом простирания 304–315°, угол падения 55–65° на юго-запад, протяженность 9,5 км. Субширотными и субмеридиональными нарушениями рудоносная зона разбита на ряд ступенчато сдвинутых блоков. Рудоносная зона представляет собой два кулисообразно расположенных тектонических шва, выполненных брекчиями и пирит-карбонат-адуляровыми метасоматитами. Протяженность швов сотни метров по простиранию и падению. На северо-западном фланге, в пересечении с широтными бласто-милонитами, зона расщепляется и выклинивается. Урановое оруденение приурочено к изгибам зоны по простиранию и падению. Верхний контур промышленного оруденения проходит на уровне горизонта +700 м, в 250–300 м от дневной поверхности. По падению зоны оруденение прослежено на сотни метров без признаков выклинивания. Мощность рудных интервалов 0,1–1,65 м, протяженность рудных тел на горизонтах горных выработок 10–165 м, ниже горизонта +700 – 250–650 м. Урановые минералы – браннерит, настуран; развита вкрапленность рутила, ильменита, пирита. Околорудные изменения – окварцевание, серицитизация, хлоритизация, карбонатизация, сульфидизация, флюоритизация, адуляризация, каолинизация (диксит). Запасы урана по категории C_2 – 3065 т (ср. сод. 0,155%). Прогнозные ресурсы по категории P_1 – 5000 т (ср. сод. 0,12%).

Среднее месторождение Зона Пологая (участок Снежный) (Ш–1–64) приурочено к одноименной зоне, имеющей протяженность 10,5 км. Протяженность месторождения 4 км. Зона Пологая представлена единой структурой северо-западного простирания (310°), падающей под углом 55–65° на юго-запад. Сложена метасоматитами, метасоматически измененными кварц-полевошпатовыми породами. Средняя мощность 3–5 м. Рудные тела имеют сложную форму, протяженность их десятки – первые сотни метров, мощность 0,5–1,0 м. Среднее содержание урана изменяется от 0,1% до 0,3%. Содержание золота: 0,4–2,2 г/т на мощность 1,1–4,7 м. Элементы-спутники – мышьяк, таллий, ванадий, титан, никель. Запасы урана подсчитаны по категориям C_1 и C_2 (по категории C_1 – 2620 т. при ср. сод. 0,161%, по категории C_2

– 5314 т при ср. сод. 0,16%). Прогнозные ресурсы категории P_2 – 8100 т. (ср. сод. 0,13%).

Малое месторождение Федоровское (Ш–1–71). Рудная зона прослеживается в северном крыле юкунгринской синклинали, среди диопсидовых сланцев, биотитовых и биотит-амфиболовых гранитизированных гнейсов. Общая протяженность зоны 20 км, от водораздела рр. Юкунгра-Холодная до р. Юхухты. В восточной части зона представлена гидротермально измененными бластомилонитами и бластокатаклазированными ортогнейсами. Месторождение золото-урановых руд Федоровское локализовано в северо-западной части структуры, в междуречье рр. Горюн, Лунный, Безымянный-Мраморный на интервале 6,6 км в узле пересечения с субширотной Перспективнинской зоной складчато-разрывных дислокаций. Золото-урановые рудные тела и залежи контролируются участками изгиба зоны по простиранию и падению в узлах пересечения с широтными нарушениями. Мощность рудоносной зоны составляет 1,2–10,8 м до 42 м на юго-восточном фланге в междуречье Горюн-Звездный. Азимут простирания зоны 295–310°, угол падения 75–80° на юго-запад. Рудная зона представлена пирит-хлорит-карбонат-адуляровыми метасоматитами и полигенными микробрекчиями с наложенной вкрапленно-пятнисто-прожилковой рудной (браннерит, коффинит, золотоносный пирит) и жильной минерализацией (карбонатные жилы с теллуридами золота и свободным тонковкрапленным золотом, прожилки черного кварца, флюорита). В составе рудных микробрекчий определены хлорит, серицит, гематит, кварц, карбонаты, адуляр, гематит, лейкоксен, сфен, эпидот, барит, блеклые руды, халькопирит, марказит, флюорит.

Малое месторождение Зона Агдинская (Агдинское) (Ш–1–104) расположено на юго-восточном фланге зоны Агдинской, прослеживающейся в замковой части юкунгринской синклинали на 15 км под азимутом 300–315° и углом падения 55–70° на юго-запад. Мощность рудной зоны составляет 3–20 м, в среднем 5–10 м. Зона имеет мезозойское заложение и представлена системой кулисообразно расположенных нарушений, проявленных в дроблении, гидротермальных изменениях архейских гранитов и гнейсов. Выделяются интервалы брекчий и сульфидно-кварц-адуляровых метасоматитов. Характерны раздувы и пережимы, связанные с изгибами структуры по падению и простиранию и причленением оперяющих структур. Жильная минерализация представлена карбонатами, флюоритом, баритом, гипсом. Оруденение вкрапленное и прожилково-брекчиевое, образует плитообразные тела и удлинённые линзы протяженностью 50–200 м, мощностью 0,15–2,0 м, до 5–6 м. На глубину оруденение распространяется от поверхности до горизонта +600. Руды от бедных до богатых с содержанием урана 0,185–0,762%. Зона окисления имеет мощность 40–50 м и расположена на глубине в 400–450 м от поверхности. Урановая минерализация – браннерит, коффинит, урановые черни, слюдки. Сопутствующая – пирит, марказит, анкерит, доломит, кальцит, серицит, адуляр, хлорит, кварц, гематит, гетит, рутил, флюорит, лейкоксен. Руды равномерные, алюмосиликатного типа. На глубине 600–700 м от поверхности рудная залежь выклинивается на участке изгиба зоны по падению. Содержание золота 0,3–6,0 г/т (среднее 1,61 г/т). Элементы-спутники – сурьма, мышьяк, таллий. Запасы урана по категории C_1 – 978 т (ср. сод. 0,186%), по катего-

рии C_2 – 1005 т (ср. сод. 0,106%). Прогнозные ресурсы по категории P_1 – 1000 т (ср. сод. 0,105%).

Малое месторождение Зона Весенняя (участок Правобережный) (III–1–66) приурочено к тектонической зоне Весенней, выполненной blastsомилонитами, метасоматитами, гидротермально измененными и брекчированными дайками метадиоритов. Простираение зоны 300 – 305° , падение на юго-запад под углами 45 – 65° , протяженность – 13 км. Длина месторождения – 2,5 км. Мощность рудных пересечений 0,29–1,61 м. Содержание урана 0,306–0,906%. Урановая минерализация – браннерит. Запасы по категории C_2 – 1637 т в двух разобщенных блоках. Содержания золота 0,4–1,3 г/т на мощность 0,1–6,3 м.

Малое месторождение Зона Главная (III–1–47) приурочено к зоне Главной протяженностью 5,4 км. Зона сложена метасоматитами, метасоматически измененными кварц-полевошпатовыми породами и кварц-карбонатными брекчиями. Азимут простираения зоны 300° , падение на юго-запад под углом 60° . Параметры оруденения на поверхности – содержание урана 0,14% на мощность 0,75 м; на глубине – 0,122% на мощность 0,23 м. Среднее содержание золота 1,8 г/т при мощности 4,6 м. Элементы-спутники – мышьяк, таллий, сурьма. Прогнозные ресурсы по категории P_1 – 1200 т.

Все месторождения урана в настоящее время законсервированы [43,44,92].

Урановые проявления и пункты минерализации *полигенной в зонах несогласия формации* локализованные на востоке территории в породах платформенного чехла.

Проявления и пункты минерализации Тройка–1 (V–6–2), Тройка–II (V–6–3), а/а №811–3 (V–6–6), а/а 902–16 (V–6–4) и др. приурочены к контакту образований архейского фундамента с красноцветными полевошпат-кварцевыми и кварцевыми песчаниками гонамской свиты и контролируются разломами северо-восточного простираения.

Проявления характеризуются тесной корреляционной связью урана с серебром, никелем, кобальтом, мышьяком фосфором, фтором и свинцом. По данным штупфного опробования делювиальных рудных ореолов содержания урана составляют 0,031–0,080%, тория – 0,004%, мышьяка – 0,0013%, фосфора – 0,5%, фтора – 1%, серебра – 0,15г/т. По данным литохимического опробования, на аномальных участках выделяются аномальные ореолы молибдена (до 0,0007%), ванадия (до 0,02%), никеля (до 0,04%), фтора (до 0,2%), кобальта (до 0,005%).

На участке проявления Ойгу (V–6–22) в пределах ореолов повышенной гамма-активности (до 160 мкР/ч) в песчаниках гонамской свиты, развиваются процессы аргиллизации, прожилковой карбонатизации, гематитизации и баритовой минерализации. Песчаники брекчированы, гидрослюдизированы, хлоритизированы, секутся карбонатными жилами с включениями антраксолита, кристаллов сфалерита. В делювиальных свалах наблюдаются признаки развития латеритных кор выветривания, представленных буро-коричневыми обохренными породами.

Содержания урана составляют 0,011–0,012% на мощность 3,5–3,45 м, в том числе 0,030% на 1 м. Ураноносные образования содержат в повышенных концентрациях взаимокоррелирующиеся никель, кобальт, ванадий, молибден,

медь, мышьяк, свинец и цинк. Мультипликативный ореол элементов рудной ассоциации на проявлении Ойгу имеет размеры в плане 500 x 500 м [149].

Многочисленные пункты минерализации урана разбросанные по всему полотну карты выявлены в основном по результатам наземной заверки аэроаномалий и не представляют практического интереса.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кварц оптический (горный хрусталь). Кварцево-жильные образования *формации хрусталеносных кварцевых жил*, имеют широкое развитие в юго-западной и восточной частях площади. Всего на площади листа выявлено 2 месторождения и 21 проявление горного хрусталя.

Наиболее существенные объемы горного хрусталя связаны с хрусталеносными кварцевыми жилами, приуроченными к зонам скарнирования в экзоконтактах мезозойских интрузий кет-капского комплекса. Добыча горного хрусталя проводилась на двух месторождениях – Дальнем (IV–6–13) и Кеткапском (IV–6–10).

Хрусталеносные кварцево-жильные образования среднего месторождения Дальнее выявлены на площади около 0,75 км². Жильное поле вытянуто в близширотном направлении на 1,5 км и имеет ширину 0,46 км, содержит четыре жильные зоны и до 10 отдельных кварцевых жил. Мощность отдельных зон достигает 3085 м; на глубину зоны прослежены до 20 м. Многие хрусталеносные кварцевые жилы представляют собой центральные части зональных скарных тел.

Малое месторождение Кеткапское относится к тому же типу и имеет аналогичный характер минерализации. К этому же типу относится проявление горного хрусталя IV–6–28, расположенное на водоразделе рек Бердяжит и Нижний Метрополь. Месторождения отработаны

Наибольшее количество проявлений (IV–5–4; IV–6–46; V–3–25, 28, 54; V–4–1) связано с метаморфогенной кварцево-жильной минерализации, широко развитой в слабометаморфизованных (на уровне цеолитовой фации метаморфизма) породах юдомской серии. Это типичные жилы альпийского типа, несущие незначительную минерализацию горного хрусталя.

В междуречье Анамдык-Нельгюу-Ытымджа имеются проявления горного хрусталя (V–1–40, 45 и др.), схожие с месторождениями Чомполо-Алданского флогопит-кварцево-хрусталеносного рудного района, но не представляющие промышленного интереса ни по масштабам кварцево-жильной минерализации, ни по качеству кристаллосырья.

Кроме описанных выше проявлений, имеется целый ряд мелких тел и развалов жильного кварца, в которых отмечается убогая хрусталеносная минерализация, не имеющая промышленного значения [49].

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Флюорит. Проявления флюорита представлены двумя формациями: *флюоритовой карбонатной* в скарнах в контактовых зонах мезозойских интрузий с карбонатными толщами венда-нижнего кембрия, и *флюорит кварцевой* в зонах тектонических нарушений, сопровождаемых гидротермальной минерализацией.

Проявления *флюоритовой карбонатной формации* известны на правом берегу р. Редерги и на ее водоразделе с р. Кедерги (Эльконская группа) проявления (II-1-25, 26, 29, 30). Они связаны с интрузиями раннемеловых сиенит-порфиоров алданского комплекса, прорывающих карбонатные породы венда-раннего кембрия. На контакте, в зоне мраморизованных и окварцованных пород, имеющих мощность до 300 м, флюорит образует гнезда и небольшие линзовидные тела. В линзовидном теле (длина до 30 м, ширина 3 м), залегающем среди скарнов, присутствуют массивные и полосчатые руды, содержащие: флюорит – 90%, кварц – 2%, тремолит – 3%, карбонат – 5%. В северо-западной части контакта в скарнированной зоне (длина до 30 м, мощность 1–1,3 м) количество флюорита колеблется от 38 до 55,6%.

Проявления *флюорит кварцевой формации* представлены более широко. На водоразделах ручьев Межсочного и Горелого, Широкого и Последнего и в некоторых других местах флюорит-кварцевые породы, приуроченные к трещинам северо-западного простирания, содержат флюорита до 25% (II-1-47).

В бассейне р. Юкунгра и в междуречье Юкунгра-Элькон кварц-флюоритовые жилы приурочены к зонам тектонических нарушений. Протяженность зон до десятков километров, падение юго-западное под углами 60–75°, мощность 1–150 м. Мощность флюоритоносных жил до 1 м, содержание флюорита до 50–60%, реже до 70%.

Незначительные скопления флюорита встречаются в проявлениях (III-1-3, 13, 23, 65, 94, 99). Все проявления флюорита не имеют практического интереса.

Барит. Барит присутствует в проявлениях, связанных с позднепротерозойской корой выветривания и с участками гидротермально измененных пород. В долине р. Князь-Юрях-Алгоминский (V-5-12) из 9 проб коры выветривания, развитой по гонамской свите, три пробы содержат более 1%, а шесть проб до 0,03% бария, кроме того в них установлены следы серебра, фосфор до 0,05%, галлий до 0,02%.

В штучной пробе окремненного доломита с левобережья р. Джелое (V-5-21), взятого из зоны разлома, содержание бария свыше 1%. В конгломератах юдомской серии (V-5-25) установлено содержание бария 0,2%. В гидротер-

мально измененных доломитах тумулдурской свиты (IV–4–8) барит образует агрегаты зерен с кварцем и кальцитом. Содержание барита в среднем 10–15% от объема породы, размер кристаллов до 2х4 мм. Спектральным анализом в измененных доломитах определены концентрации бария (до 1 %), марганца (0,1%), бора (0,002%).

Все проявления бария не имеют практического интереса.

Стронцианит. Элемент установлен только в бассейнах рек Кюрикан и Джелтула в мраморах и кальцифирах сутамской и кюриканской свит, где его содержание в пунктах минерализации достигает 0,5–1%, а часто и более 1% (III–2–3, 4, 5, 6, 7, 10, 11, 18, 24, 25, 27, 30, 33, 34, 37, 41). В гидрохимических пробах, взятых на с широким развитием мраморов и кальцифиров, стронций содержится в количестве 0,1–0,2 мг/дм³итр при фоновом содержании 10–15 мгм/литр. В количестве 50–250 мгм/литр стронций обнаружен в гидрохимических пробах, отобранных в верховьях рч. Курунг-Юрях и в долине руч. Аварийного – левого притока р. Ул.-Элгер [143]. Из-за недостаточной изученности перспективы стронциеносности рассматриваемой территории неясны.

Боросиликаты. Датолит установлен на флогопитовом месторождении Каталахское (III–1–223). Здесь в продуктивных на флогопит и железо горизонтах федоровской серии в кальцитовой жиле длиной 30 м датолит образует изометричные тела до 15–20 см в поперечнике. В виде линзы мощностью до 0,5 м датолит обнаружен на левом склоне руч. Черт (правый приток р. Бол. Неакуя). Оценка проявлений не проводилась, но они представляют практический интерес – по аналогии с комплексными рудами месторождения Таежное.

На проявлениях р. Мус (IV–5–18, 19, 24, 25, 26, 28, 29) в слоях песчаников гонамской и эннинской свит концентрация бора достигает 0,01–0,02% при фоновом содержании 0,001%. На правом берегу р. Учур, в устье р. Сеймдже на проявлении (IV–5–9) в юдомских доломитах содержание бора достигает 0,01–0,02%. На водоразделе рек Чегдетер и Улахан-Бырая проявления р. Чегдетер (III–5–3,4) в архейских карбонатных горизонтах кюриканской и сутамской свит в амфибол-скаполит-диопсидовых, кальцит-диопсидовых породах в четырех пробах установлено от 0,02 до 0,05 % бора [49].

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ ФОСФАТНЫЕ

Апатит *апатит-редкометалльно-редкоземельно-магнетит-карбонатитовой формации* входит в состав Та-Nb-Fe-P комплексных руд Арбарастахского проявления (V–6–18) (см. разделы Бериллий и Тантал, ниобий).

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Силлиманит. В качестве огнеупорного сырья могут быть использованы силлиманит содержащие кристаллические сланцы различных свит архея.

Так, в толще биотит-кордиеритовых и гранат-биотитовых гнейсов верхнеалданской серии пласты гранат-силлиманитовых гнейсов мощностью до

100 м прослежены на 1 км. Содержание силлиманита в них около 40% (проявления III–1–50, 91).

Среди кристаллических пород атырской свиты по р. Бол. Ыллымах встречаются прослойки силлиманитовых кристаллических сланцев, содержащие от 50 до 70% силлиманита (проявления III–1–12, 32).

Во всех проявлениях силлиманит игольчатый, длина кристаллов – до 1,5 см. Детально проявления не изучались [49].

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Асбест хризотил-асбестовой апокарбонатной формации обнаружен на водоразделе рек Улахан-Суннагын и Буом на проявлении III–3–6 в магантаской свите выявлено два выхода кальцифиоров с прожилками и линзами серпентинитового состава мощностью до 15 см, к которым приурочены прожилки поперечно-волокнистого хризотил-асбеста.

Два проявления амфибол-асбеста приурочены к контактам мезозойских гранитондов с доломитами юдомской серии (III–1–148) и эннинской (IV–6–15) свиты. Продольно-волокнистый амфибол-асбест образует здесь прожилки мощностью до 2 см [49].

Мусковит. На территории выявлено 9 проявлений мусковита **формации мусковитовых пегматитов.** Во всех случаях рудными телами являются пегматитовые жилы, залегающие в образованиях кристаллического фундамента.

Джелтулинское (III–2–28) и Кюриканское (III–2–17) проявления находятся в зоне Тыркандинского разлома и генетически, возможно, связаны с позднеархейско-раннепротерозойскими гранитами. Джелтулинское проявление представляет собой жилу пегматитов мощностью 20 м и длиной несколько десятков метров, секущую архейские биотит-гранатовые гнейсы. Слюдоносность пегматитов достигает 15–20%. Слюда распределена неравномерно в виде гнезд размером не более 20x20 см. Размер пластин мусковита 5x5 см, 10x10 см, но чаще 2x5 см. Слюда давленная бесцветная. Прогнозные ресурсы мусковита категории P₂ оценены в количестве 69,606 тыс. тонн.

Кюриканское проявление представлено делювиальной россыпью мусковитовых пегматитов, длина которой 1500 м. Слюдоносность 15–20%. Другие параметры аналогичны параметрам Джелтулинского проявления.

Проявления мусковита в верховьях р. Гыным (руч. Ючюгей (IV–2–9) и др.) имеют незначительное содержание мусковита, однако характер опробования оставляет открытым вопрос об их перспективности.

Флогопит. На территории листа обнаружено 21 месторождение и 200 проявлений флогопита, которые относятся к **формации флогопитоносных пегматитов.**

Все месторождения и проявления сосредоточены в двух флогопитоносных районах Тимптонском и Магантас-Илинском. Главнейшим фактором, определяющим размещение этих месторождений, является благоприятный состав субстрата – высокомагнезиальные сланцы, кальцифиры, подвергшиеся диафторезу амфиболитовой фации, сопровождавшемуся формированием ком-

плекса лейкократовых калиевых гранитоидов. По особенностям морфологии, строения, составу и характеру залегания устанавливается две разновидности флогопитоносных образований: согласные метасоматические зоны флогопит-диопсидовых пород, а также кальцит-флогопитовые или флогопитовые секущие жилы и гнезда заполнения.

Эмельджакская группа месторождений располагается на левобережье р. Тимптон и объединяет три месторождения – крупное Эмельджакское (Ш-1–100), малые Горелое (Ш-1–131), Таборное (Ш-1–133) и 31 проявление флогопита.

Эмельджакское месторождение (Ш-1–100) представляет собой единую зону метасоматических флогопит-диопсидовых пород мощностью около 100 м при длине 800 м. Внутри тела метасоматических пород содержится большое число секущих жил и гнезд заполнения флогопитового, реже кальцит-флогопитового состава, концентрирующихся на четырех участках: Пятном, Третьем, Скальном, Центральном. Содержание флогопита в жилах и гнездах достигает 250 кг/м^3 , в метасоматических флогопит-диопсидовых породах – 50 кг/м^3 .

Общие запасы забойного сырца Эмельджакского месторождения по категориям А+ В+С₁ составляют 53,7 тыс. т (остаток 28,2 тыс. т), С₂ – 4,6 тыс. т.

Малые месторождения Таборное (Ш-1–133) и Горелое (Ш-1–131) располагаются в южной части эмельджакской синклинали. Особенностью их геологического строения является присутствие среди диопсидсодержащих сланцев многочисленных линз кальцифиров. Месторождения характеризуются низким содержанием слюды (30 кг/м^3).

Многочисленные проявления флогопита Эмельджакской группы могут быть грубо подразделены на три группы:

1) проявления мелкочешуйчатого флогопита среди скаполит-диопсидовых, форстерит-диопсидовых, шпинель-диопсидовых пород (Ш-1–20, 58, 76, 59, 88, 96, 95, 93, 116, 135, 142, 138, 147);

2) проявления, характеризующиеся развитием мелких кристаллов флогопита ($3 \times 5 \text{ см}^2$) среди тел метасоматических флогопит-диопсидовых пород (Ш-1–75, 51, 45, 69, 60, 82, 90, 84, 129);

3) мелкожилное и гнездовое флогопитовое оруденение среди зон флогопит-диопсидовых метасоматических пород (Ш-1–138, 143).

Эмельджакская группа месторождений имеет благоприятное географо-экономическое положение и является наиболее освоенным и изученным. Имеющиеся данные не позволяют рассчитывать на нахождение в его пределах новых крупных флогопитовых месторождений.

Эльконская группа месторождений располагается в долинах рек Курунг-Белиберда и включает в себя крупные Эльконское (П-1–48) и Белибердинское (П-1–50), малкие Ягодное (П-1–38) и Безымянное (П-1–55) месторождения, а также 16 проявлений флогопита.

Крупное месторождение Эльконское (П-1–48) связано с зоной сетчатых мигматитов. На нем преобладают залежи метасоматических флогопит-диопсидовых пород, наиболее крупные из которых достигают длины 200 м при мощности 70 м. Крупное месторождение Белибердинское (П-1–50) пред-

ставлено двумя телами флогопит-диопсидовых метасоматических пород длиной 100 и 15 м при мощности 15 и 7 м соответственно.

Промышленное ослюденение Эльконской группы месторождений связано с четковидными флогопитовыми телами заполнения размером до 0,5x0,5x1,0 м. Среднее содержание флогопита составляет 30 кг/м³. Запасы флогопита по категориям А+В+С₁ составляют по Эльконскому месторождению 2 тыс. т, по Белибердинскому – 2,4 тыс. т.

подавляющее большинство проявлений Эльконского рудного узла связано с небольшими выходами флогопит-диопсидовых пород, содержащих мелкокристаллический флогопит и отдельные мелкие гнезда слюды.

Месторождения и проявления Каталахской группы месторождений – малое Покостахское (Ш–1–193), малое Цветковское (Ш–1–196), крупное Каталахское (Ш–1–223), проявления Корешки (Ш–1–177, 185), Эфельное (Ш–1–186), Скалистое (Ш–1–195), Прощальное (Ш–1–216, 221, 222) приурочены к южной замковой части каталахской синклинали, сложенной породами леглиерской свиты федоровской серии. Структура представляет собой субмеридиональную изоклинальную складку, запрокинутую к западу. Размеры складки на подошве нижней продуктивной пачки 15x8 км. Выделяются две продуктивные пачки, насыщенные двупироксеновыми кристаллическими сланцами, сильно и неоднократно гранитизированными, вплоть до образования тневых мигматитов.

Промышленные флогопитовые залежи локализуются в диопсидовых, диопсид-шпинелевых и диопсид-скаполитовых породах, образующих линзы в породах верхней продуктивной пачки. Рудные тела разделяются на ранние согласные зоны диопсид-амфибол-флогопит-кальцитового состава с гнездовым ослюденением и поздние секущие жилы. Длина зон достигает сотен метров, мощность – нескольких метров. Максимальный размер кристаллов флогопита 40 см в поперечнике. Содержание забойного сырца 12–28 кг/м³. Балансовые запасы Каталахского месторождения по категориям А+В+С₁ – 16,6 тыс. т. Месторождения этой группы содержат высококачественный флогопит пригодный для изготовления радиодеталей.

Проявления (Ш–1–162, 173, 163) приурочены к выходам диопсидовых пород среди гнейсов и кристаллических сланцев нижней части федоровской серии. Ослюденение мелкогнездовое.

В целом в пределах Каталахского поля не исчерпаны возможности для поисков слюдоносных залежей с высококачественным флогопитом.

Канкунская группа месторождений объединяет: крупное Южное (IV–1–22), крупное Озерное (IV–1–23), среднее Федоровское (IV–1–14), среднее Новонадежное (IV–1–18), малое Банное (IV–1–21), малое Надежное (IV–1–20) месторождения, проявление Бурдыхлайское (IV–1–11) локализованные в породах леглиерской свиты федоровской серии, слагающих открытую субширотную синклинальную складку размером 14x4 км. Месторождения концентрируются в западной и восточной частях структуры. Продуктивными являются две пачки пород, сложенные двупироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами с пластовыми телами и линзами диопсидовых, шпинель-диопсидовых и скаполит-диопсидовых сильно гранитизированных пород.

На среднем Новонадежном и малом Надежном месторождениях (IV–1–18, 20) разведано по три разобщенных слюдоносных зоны, приуроченных к блокам диопсидовых пород среди лейкократовых калишпатовых гранитоидов. Ослюдененне гнездового типа. Качество слюды низкое, кристаллы деформированы и гидратированы. Месторождения законсервированы.

Крупное месторождение Южное (IV–1–22), расположенное на южном крыле федоровской синклинали, в ее юго-восточной части. Слюдоносные зоны мощностью до 15 м и длиной до 100 м приурочены к пластовым телам диопсидовых пород, образующих складку северо-западного простирания с размахом крыльев 250 м, осложняющую основную структуру. Слюда добывалась из кальцит-флогопитовых гнезд, насыщающих диопсидовые породы, и мелких поперечных диопсидо-флогопито-кальцитовых жил. Качество слюды невысокое, кристаллы частично гидратированы и на отдельных участках сильно деформированы. Месторождение законсервировано.

Остальные месторождения этой группы по строению и особенностям ослюденения сходны с описанными, но имеют меньший масштаб. Площадь вследствие широкого проявления постфлогопитовых деформаций и гидратации малоперспективен для поисков высококачественной слюды.

Неакуинская группа включает крупное месторождение Неакуинское (III–1–255) и проявления Гранитное (III–1–269), Ниреляхское (III–1–251, 254), Усть-Спорное (III–1–260), Усть-Малонеакуинское (III–1–272, 275), Малонеакуинское (III–1–278, 279), Ебринское (III–1–281), локализованные в породах нижней части федоровской серии и пространственно приуроченные к узкой субмеридиональной складке. На Неакуинском месторождении слюдоносные зоны располагаются среди диопсидовых пород и серпентинитов, что отличает это месторождение от других флогопитовых месторождений региона. Ослюденение гнездовое, рассеянное и жильное. Гнезда неправильной формы с кристаллами флогопита до 1 м в поперечнике. Запасы по категориям А+В+С₁ – 12,2 тыс. т. Месторождение законсервировано.

Проявление Гранитное (III–1–269) по геологическому строению сходно с Неакуинским. Ослюденение преимущественно гнездовое. Качество слюды низкое. Учитывая неблагоприятный состав вмещающих пород и сильно проявленные постфлогопитовые деформации, район малоперспективен для поисков флогопитовых месторождений.

Десовской группа объединяет крупное Шумное (III–1–273), крупное Большое Гоновское (III–1–280) месторождения и проявления Большеакуинское (III–1–242), Дес-Неакуинское (III–1–243), Правобольшенеакуинское I и II (III–1–245, 248), Правомедвежье (III–1–249), Гранитные (III–1–264, 265, 269), Неакуя-Гранитное (III–1–258), Верхнемедвежье (III–1–256), Плесовское (III–1–277), Безымянное (IV–1–1), Малогоновское (IV–1–2), Тас-Ханкинское (IV–1–3), пространственно приуроченные к узкой субмеридиональной, опрокинутой к западу, синклиальной складке длиной более 50 км при ширине до 8 км.

В строении складки принимают участие пироксеновые и пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и разнообразные гранитогнейсы средней и верхней части разреза федоровской серии.

На крупном месторождении Шумное пластовые диопсидовые тела приурочены к пироксеновым кристаллическим сланцам средней части разреза леглиерской свиты. Ослюденение гнездовое и рассеянное. Гнезда размером до 3 м. Наиболее крупные кристаллы флогопита достигают 2 м в поперечнике. Балансовые запасы по категориям А+В+С₁ – 4,9 тыс. т. Месторождение законсервировано.

На крупном месторождении Большое Гоновское в диопсидовых породах ослюденение гнездовое, рассеянное, жильное. Кристаллы слюды размером до 70 см имеют низкое качество, деформированы. Запасы по категориям А+В+С₁ – 1,4 тыс. т.

На проявлении Плесовское разведаны три слюдоносные зоны протяженностью до 160 м, и мощностью 3–40 м. Флогопит локализуется в гнездах. Размер кристаллов до 20x80x100 см. Качество слюды низкое.

Интенсивное проявление постфлогопитовых деформаций и процессов поздней минерализации не позволяет ожидать в пределах Десовского узла значительных скоплений высококачественной слюды.

Крупное месторождение Оюмракское (V–1–17) располагается на правом берегу Тимптона в междуречье Анамджак-Нельгоу и является одним из крупнейших в Алданской провинции. Оно приурочено к северному крылу широтной, запрокинутой к северу Оюмракской синклинали. На месторождении среди гранитизированных амфибол-пироксеновых сланцев выявлены две зоны метасоматических флогопит-диопсидовых пород. Длина их превышает 300 м при мощности в десятки метров. Для залежей характерна высокая, но неравномерная степень слюдонасыщения. Среди метасоматических флогопит-диопсидовых пород располагаются многочисленные жилы и гнезда кальцит-флогопитового состава. Запасы по категориям А+В+С₁ равны 71,9 тыс. т.

В окрестностях месторождения промышленный интерес представляют проявления Восход (V–1–9), Сис (V–1–22, 23), Темаруктасс (V–1–20), где содержание слюды в секущих жилах достигает 140 кг/м³. Остальные проявления (V–1–1, 2, 4, 6, 7, 9, 11, 12, 13 и др.) представлены в основном скоплениями мелкокристаллического флогопита среди диопсидовых пород, развитых в гранитизированных сланцах.

В Магантас-Илинском флогопитоносном районе известны два месторождения и многочисленные проявления слюды. Они связаны с диопсидовыми породами, которые локализуются среди дупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев и кальцифиров чагдинской серии. Месторождение малое Учурское (III–5–11), и проявления Участок 22 (III–5–12), Арьябиловское (III–5–14), верховьев рек Мегюскян (III–5–5, 8) и Мекюнде (III–5–17) приурочены к изоклиальной синклиальной складке. Ось структуры простирается в субмеридиональном направлении, осевая плоскость запрокинута к западу. Размер складки по подошве нижней продуктивной пачки 15x2,5 км.

На проявлении Участок 22 выявлены два пластовых тела диопсидовых пород мощностью 30–40 м, прослеженных по простираению на 1 км. Приуроченные к ним слюдоносные зоны имеют длину 180–400 м. Ослюденение гнездового типа. Гнезда размером по 1,5 м с кристаллами флогопита площадью

до 40 см². Часть флогопита связана с поперечными жилами размером 0,2x1,0 м. Слюда низкого качества.

На проявлении Арябиловское (Ш-5-14) диопсидовые породы тесно ассоциируют с кальцифирами. Здесь разведано несколько слюдоносных зон длиной 180–220 м и мощностью 5–10 м. Ослюденение гнездовое. Гнезда флогопит-кальцитового состава имеют размеры 1–2 м. Слюда равномерно распределена по всему объему гнезд. Цвет флогопита светло-зеленый. Площадь кристаллов до 400 см². Технологические испытания показали, что флогопит пригоден для использования в радиодеталях.

Малое месторождение Маган-Тассовское (Ш-5-19) и проявления верховьев ручьев Бол. Силигиле (Улахан-Силигиле) (Ш-5-20, 21), Маган-Тас (Ш-5-24), Мекюнде (Ш-5-23, 27, 28, 29) пространственно приурочены к субширотной синклинальной складке размером 8x1,5 м. На Маган-Тассовском месторождении в телах диопсидовых пород среди диопсидовых кварцитов и клинопироксеновых гранито-гнейсов разведаны четыре слюдоносные зоны размером (11–197) x (1–4) м. Флогопит концентрируется в гнездах диаметром 3–4 м и мелких жилах. Слюда деформирована, низкого качества. Запасы по категории С₂ – 1,5 тыс. т.

На проявлении Ш-5-29 разведаны две слюдоносные зоны. Ослюденение гнездовое. Размер кристаллов флогопита до 60 см в поперечнике. Качество слюды хорошее.

Проявления Тый-Сызбита (Ш-5-31, 34, 35) приурочены к выходам мало-мощных пластов и единичных линз диопсидовых пород и кальцифиров среди микроклинсодержащих гиперстен-биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов, микроклинитов. Ослюденение рассеянное, жильное. Кристаллы слюды в жилах достигают размера 25x30 см и имеют хорошее качество. Содержание флогопита низкое.

Добыча флогопита в Магантас-Илинском флогопитоносном районе не производится. Ряд участков может представлять интерес в качестве источника высококачественного жильного флогопита. Учитывая незначительный размер жил, запасы слюды в районе невелики.

Графит. Известно 27 проявлений графита. Все они относятся к *графитовой метаморфической формацией*.

Проявление Чебере (Ш-1-274) находится на правом берегу р. Прав. Ыллымах напротив устья ее левого притока – руч. Чебере. Состоит из 4-х участков (Центральный, Заречный, Таборный, Правобережный). Графитоносные тела локализованы в верхней части разреза нимырской свиты, сложенной мигматизированными графит-биотитовыми, графит-биотит-гиперстеновыми, графит-гиперстеновыми, графитовыми гнейсами с прослоями графитовых и графитсодержащих кварцитов. Графитоносные образования смяты в узкие изоклинальные складки и протягиваются в виде субмеридиональной полосы шириной 1,7–2,0 км.

Всего в пределах проявления выявлено 54 рудных тела с содержаниями графитного углерода 15–60%. Рудные тела представляют собой согласные линзы, линзо- и пластообразные залежи протяженностью от первых десятков метров до 600–700 м, шириной от 20–25 м до 150–170 м, редко 200–230 м, и мощностью от первых десятков см до 15–20 м, редко 30–40 м. По простира-

нию и падению рудные тела часто расщепляются на несколько параллельных пластов, прерываются, выклиниваются, кулисообразно сменяя друг друга. Нередко наблюдаются пережимы или раздувы рудных тел. Вследствие широкого развития разнопорядковой складчатости наблюдаются сложные изгибы рудных тел с резкой сменой углов падения по простиранию и по падению.

Среди графитосодержащих пород выделяются 4 типа графитовых руд, как правило, перемежающихся между собой и разделяющихся линзами и прослоями пустых пород:

1) графитовые гнейсы (бедные руды) биотит-пироксен-плагиоклазового, пироксен-плагиоклазового состава, в различной степени графитизированные, сульфидизированные и мигматизированные, содержащие 1–8% графита;

2) массивные (богатые) графитовые руды – графит-плагиоклаз-кварцевого, графит-сульфидно-кварц-плагиоклазового состава с содержаниями графита 15–40% и более;

3) линзовидно-полосчатые графитовые руды с содержаниями графита 8–15% (распространены незначительно);

4) линзовидно-пятнистые графитовые руды графит-пироксен-плагиоклаз-кварцевого состава, содержащие 4–11% графита.

Наибольшее распространение на проявлении имеют руды первых двух типов. Бедные руды (графитовые гнейсы) сложены андезином № 32–36 (10–55%), кварцем (22–45%), биотитом (6–15%), графитом (1–8%), содержат диопсид, гиперстен, роговую обманку, пирротин, пирит, халькопирит (первые проценты каждого), апатит, циркон, шпинель (менее 1% каждого). Доля наиболее богатых массивных и линзовидно-полосчатых руд в составе рудных тел равна 85%. Они сложены графитом (от 15% до 40–60%), андезином, реже лабрадором (11–20%), кварцем (18–23%), биотитом (5–12%), гиперстеном (до 4%), сульфидами (до 12–19%). В зонах тектонических нарушений и на дневной поверхности в пределах отдельных участков проявления руды разрушены выветриванием и представляют собой грубозернистую супесь желто-коричневого или серого, темно-серого цвета. Глубина распространения коры выветривания обычно не превышает первых метров, увеличиваясь в зонах разломов до 10–15 м, редко до 25 м.

Графит в рудах представлен, в основном, двумя разновидностями: 1) чешуйчатый и крупночешуйчатый (размер зерен от 0,2 мм до 1,5–5 мм); 2) мелко- и тонкокристаллический (до 0,15–0,2 мм). Первая разновидность характерна для бедных графитовых руд (с содержаниями графита 1–8%). При возрастании содержания графита до 15% соотношение чешуйчатого и мелкокристаллического графита примерно выравнивается. При увеличении содержания более 15% в руде резко возрастает роль мелкокристаллической разновидности. Очень богатые руды (40% и более графита), как правило, состоят из тонкокристаллического графита (0,1–0,15 мм и менее). Во всех типах руд зерна графита располагаются в промежутках между кристаллами кварца, плагиоклаза и пироксена, редко проникая в них в виде мелкозернистых, чешуйчатых агрегатов по трещинам спайности или зонкам дробления совместно с сульфидами. С биотитом графит часто находится в тесном сростании.

Бедные руды в среднем содержат (в %): 56,2 SiO₂, 0,85 TiO₂, 14,65 Al₂O₃, 1,54 Fe₂O₃, 7,75 FeO, 10,09 Fe₂O₃ общ, 0,04 MnO, 4,37 MgO, 3,71 CaO, 2,72

Na_2O , 2,04 K_2O , 0,18 P_2O_5 , 2,23 S. Массивные руды, соответственно, 34,85 SiO_2 , 0,32 TiO_2 , 4,07 Al_2O_3 , 20,08 Fe_2O_3 общ, 0,04 MnO , 1,9 MgO , 1,13 CaO , 0,49 Na_2O , 0,76 K_2O , 0,1 P_2O_5 , 7,53 S. Элементами-индикаторами графитовых руд являются никель, кобальт, медь, молибден, барий, стронций и ванадий. Иногда в рудах и вмещающих породах отмечаются высокие содержания урана – 0,01–0,03% до 0,086% на мощности 0,2–1,1 м.

Физические свойства графитовых руд: объемная масса плотнокристаллических и линейно-полосчатых рудных образований 2,7 г/см³, естественная влажность 0,26%; для сланцеватых и полосчатых руд – 2,77 г/см³ и 0,22%, соответственно. При технологических испытаниях на обогатимость графитовых руд установлено, что графитовые руды месторождения относятся к нормальнообогащаемым с получением низкозольных (2–5% золы) концентратов. Методы химического дообогащения позволяют снизить зольность до 0,5–1% и менее. Без химического дообогащения можно получить графит марок ГС–4 и «П», по ГОСТ 8295–73 и графит марки ГК–3 по ГОСТ 4404–78. После химического кислотного дообогащения концентрата имеется возможность получения всех марок графита зольностью менее 2% (ГС–1 и ГС–2 (смазочный), ГАК–1 и ГАК–2 (аккумуляторный), ЗУЗ–М по ГОСТ 10274–79 «Графит для производства электроугольных изделий»). Бедные по содержанию графита руды обогащаются легче с извлечением графита до 95%. Для получения качественного графита из богатых руд требуется более сложная схема обогащения.

По результатам проведенной предварительной разведки на проявлении Чебере подсчитаны запасы графита по категории C_1 – 537 тыс. т, по категории C_2 – 2181 тыс. т, прогнозные ресурсы по категории P_1 – 246 тыс. т, по категории P_2 – 673 тыс. т. В целом прогнозные ресурсы площади на графит оцениваются в 246 тыс. т категории P_1 , 4873 тыс. т кат. P_2 и 16 460 тыс. т кат. P_3 [44].

На малом месторождении флогопита Таборное (Ш–1–133) линзовидные тела графитовых сланцев федоровской серии имеют среднюю мощность 1,5 м, а протяженность – до 200 м. Чешуйки графита достигают диаметра 0,3–0,8 см. Содержание его колеблется от 5 до 40% объема породы. Более высокие содержания графита (60–80%) установлены на водоразделе р. Прав. Ылымах и руч. Кемостях в проявлении Петрович (Ш–1–213) и в среднем течении руч. Тростниковый на проявлении Тростниковое (Ш–1–204).

В устье р. Мегюскян в гранат-графит-силлиманитовых сланцах магантаской свиты наблюдается повышенное содержание графита на проявлении Мегюскян (Ш–6–19).

В бассейне правых притоков р. Тимптон в отложениях бурпалинской серии встречаются пласты биотитовых и биотит-пироксеновых гнейсов с графитом мощностью до 1–2 м. Содержание графита 8–10%. Более высокие концентрации встречаются на контакте этих гнейсов с пегматитовыми жилами и с гранитами. В долине р. Хангас-Иджак в графит-пироксеновых сланцах встречены мономинеральные (до 90%) обособления графита на проявлении р. Хангас-Иджак (IV–2–5).

На водоразделе р. Хангас-Иджак и руч. Дневной (IV–2–10) на контакте биотит-графитовых гнейсов с гранитами содержание графита достигает 70–

80%. В верховьях р. Хангас-Иджэк (IV–2–11) графитовые сланцы содержат примерно 40–50%, а в отдельных полосах – до 60% графита. На водоразделе рек Джелтулах и Улахан-Орогдакит в элювии среди скаполит-диопсидовых гнейсов сутамской свиты встречены глыбы графит-кварц-полевошпатовых кристаллических сланцев. Графита в них 30–40% – проявление IV–3–3. На проявлении Мокрый ручей (IV–3–41) В развалах глыб диопсид-плагиоклаз-графитовых сланцев кюриканской свиты наблюдаются обломки, обогащенные графитом. Содержание последнего достигает 60%. В глыбах пироксен-графитовых сланцев сутамской свиты на проявлении Аргах-Сала ручей (IV–3–21) количество графита не превышает 40%.

Среди гранат-гиперстеновых, биотит-гранатовых гнейсов и кристаллических сланцев сутамской свиты нередко слои, обогащенные графитом (IV–4–2, 5, 6). В долине р. Тарынгнаах (IV–4–2) прослой высококачественного графита прослежен на 5 км.

В поле распространения гнейсов сутамской свиты проявление р. Курунг (IV–5–5) сопряжено с контактом небольшого тела ультраосновных пород, которое не отражено на карте. Здесь линзовидный прослой мощностью 0,3 м содержит до 80–90% крупночешуйчатого графита. Примерно в 5–6 км южнее на контакте гнейсов и гранитного тела обнаружена жила почти чистого графита. Мощность ее более 1 м – проявление IV–5–8.

На большой площади, располагающейся в верховьях рек Сеймдже проявления р. Хангас-Иджак (V–2–12, 20), проявление р. Усмун (V–2–37) и проявление р. Гыным (V–2–14), распространены гиперстеновые, гранат-биотитовые, иногда с силлиманитом гнейсы и кристаллические сланцы желтулинской серии, содержащие графит. Прослои, обогащенные графитом, прослеживаются на несколько километров, реже на 10–15 км, мощность их десятки метров, иногда 100–200 м. Графит относится к крупночешуйчатым (больше 1 мм), содержание его 1–10%, а в отдельных прослоях (мощностью до 2 м) достигает 20–25%. Самые высокие концентрации (около 60%) установлены в верховьях р. Усмун (V–2–37), где графит встречен в тремолитовых роговиках в зоне дробления, близ контакта с Чайдахской интрузией гранитов.

В долине р. Гонам в проявлении V–4–3 мощность графитсодержащих образований от нескольких метров до 100–200 м, протяженность выходов от 100–300 м до 2–5 км. Графит мелко- и среднечешуйчатый. Содержание его в породе – 5–15%, реже 20–30%. В проявлении (V–4–3) в аллювии небольшого левого притока р. Гонам на протяжении 200 м встречаются валуны графита диаметром 20–25 см. Проявление V–4–7 расположено в долине р. Нингам. Здесь в графит-гранатовых гнейсах нингамской серии встречены линзы и желваки крупночешуйчатого графита.

В хайканской серии многочисленные прослои графитовых сланцев встречаются в пачке кальцифиров мощностью до 20 м. Содержание графита в сланцах 50–70%, а в кальцифирах 7%. Оруденение на проявлении р. Джиендо (V–6–12) прослеживается на 150–200 м.

В бассейне верхнего течения р. Гонам графитсодержащие породы встречены в гранулитах среди гнейсов бурпалинской серии. В верховьях левого притока Гонома Орогдакита на проявлении VI–2–1 содержание мелкого, равномерно вкрапленного графита колеблется от 2–5 до 12%.

В верховье руч. Кыльджит (VI-3-16) среди графитсодержащих кварцитов и биотит-гиперстеновых гнейсов гидатской толщи обнаружена линза графита протяженностью 6–7 м, мощностью 1–1,2 м. Азимут падения линзы 130°, угол падения 50–35°, содержание графита 60–70%.

В отложениях сугамской свиты проявление Чайдах (VI-4-21) встречен пласт графитовых гнейсов мощностью несколько десятков метров. Содержание графита в них составляет 30% [49].

Графитоносные породы достаточно широко распространены в западной части листа. Стратиграфически они приурочены к нимнырской свите верхнеалданской серии, сугамской и кюриканской свитам желтулинской серии, мугусканской и магантасской свитам чагдинской серии, а также бурпалинской серии. Как правило, графитоносные сланцы и гнейсы контактируют с мраморами и кальцифирами или расположены в непосредственной близости от них. Учитывая большую площадь распространения вышеуказанных отложений можно рассчитывать на открытие месторождений графита на территории листа.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Оникс мраморный известен в виде единичных находок на территории листа О-52-VII и к настоящему времени единственного малого месторождения Тумулдурское.

Месторождение Тумулдурское (II-3-1) расположено в излучине реки Алдан и представлено пластообразными залежами и натечными образованиями карстов. Оникс медово-желтый с концентрическим рисунком, имеет кальцитовый состав, образован из термальных кальциево-бикарбонатных вод с температурой ниже 100°C спокойно терявших углекислоту. Суммарные запасы $A+B+C_1+C_2$ мраморного оникса сырца 205,8 т, сортового 133,6 т. Максимальное промышленное содержание сортового мраморного оникса – 21,6 кг/м³ при нулевом коэффициенте вскрыши. Качество сырья оценивается по ОСТ 41.17–76.

Учитывая большую площадь распространения кембрийских карбонатных толщ и широкое развитие процессов карстообразования, район является перспективным для открытия новых месторождений мраморного оникса.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Магматические породы

Кислые интрузивные породы могут использоваться для получения щебня, брусчатки, бутового камня, балласта для дорожных покрытий, наполнителя бетона и т. д. Как декоративные облицовочные материалы представляют интерес граниты, гранодиориты и др. К ним относится подготовленное к освоению малое месторождение Элькон (II-1-20).

Карбонатные породы

Известняки пригодные для промышленного использования широко распространены на территории, они присутствуют в составе образований нижнего кембрия (свиты пестроцветная, тумулдурская). На карте отмечены только три месторождения, которые наиболее удобны для эксплуатации.

Пласты известняков большой мощности (80–100, реже 150 м) залегают почти горизонтально или слабоклонно, слагают большие площади и легкодоступны для добычи.

Красноцветные известняки пестроцветной свиты, развитые в нижнем течении р. Дьяанда пригодны для производства соды и карбида кальция (малое месторождение Дьяанда (II–6–3)).

На левом берегу р. Алдан на малом месторождении Алданское (II–1–4) пласт крупнозернистого известняка тумулдурской свиты имеет мощность 5 м и прослеживается на 50 м. Состав (%): CaO – 55,11; MgO – 0,86; SiO₂ – 0,32; Fe₂O₃ – 0,44; Al₂O₃ – 0,15; SO₃ – 0,06. Схожая геологическая ситуация и на малом месторождении Известковое–2 (II–1–14). Известняки можно использовать как флюсы для изготовления воздушной извести [49].

Мраморы и кальцифиры присутствуют в разрезах многих свит архея, распространенных в бассейнах рек Тимптон и Учур. Красиво окрашенные разности мраморов можно использовать как декоративно-облицовочный камень. Слабоминерализованные доломитовые мраморы могут применяться как магнезиальные флюсы, а все кальцитовые мраморы – для получения извести и портландцемента [49].

Мергели пригодные для изготовления цемента присутствуют в разрезе пестроцветной свиты. На трассе АЯМ на малом месторождении Дорожное (II–1–6) установлено, что силикатный и глиноземный модуль близки к требованиям промышленности ($n = 1,7–3,5$; $p = 1–2,5$). Для получения лучшего коэффициента насыщения эти породы необходимо смешивать с известняками (КН должен быть равен 0,9–0,95) [49].

Доломиты. Мелкое месторождение Известковое (II–1–11) находится в 2 км к юго-западу от г. Томмот. Сложено субгоризонтально залегающими карбонатными породами пестроцветной и тумулдурской свит нижнего кембрия. Полезными ископаемыми являются оолитоподобные и тонкозернистые доломиты тумулдурской свиты мощностью 49 м, согласно залегающие на глинистых доломитах пестроцветной свиты. Средний химический состав доломитов: SiO₂ – 2,5%, Al₂O₃ – 0,73%, Fe₂O₃ – 0,53%, CaO – 29,74%, MgO – 20,28%, SO₃ – 0,1%, п. п.п. – 45,66%. Качественная характеристика полезного ископаемого: объемный вес – 2,64 г/см³, удельный вес – 2,68 г/см³, пористость – 1–1,5%, пустотность – 49–51%, истинная плотность – 2,7–2,64 г/см³, морозостойкость – МРЗ–300, водопоглощение – 0,68–1,3%, прочность по дробимости – 1200 кг/см³, предел прочности в водонасыщенном состоянии – 880–2380 кг/см³, предел прочности в сухом состоянии – 1220–2520 кг/см³, коэффициент размягчения – 0,1, марка щебня по сопротивлению удару на копре – ПМ-75, марка щебня по истираемости в полочном барабане – И-П, содержание пылеватых и глинистых частиц – 0,1–1,1%. Обладая высокими качествами, доломит может применяться в качестве строительного камня, для балластировки железнодорожного пути и других отраслях строительства. На

месторождении подсчитаны запасы доломитов кат. А – 3981 тыс. м³, В – 3750 тыс. м³, С₁ – 11014 тыс. м³.

Пласты доломитов мощностью до 100 м в составе олекминской свиты из малых месторождений Укуланское I, II (II–5–7,9) могут быть использованы для производства магнезия силикотермическим способом. Содержание MgO в них более 20%, SiO₂+Al₂O₃+Fe₂O₃+FeO – не более 2,5 %.

Доломиты и известковистые доломиты иниканской свиты малое месторождение Дьяанда (II–6–2) пригодны для использования в качестве бутового камня, щебня и как естественный камень для балластного слоя железнодорожного пути.

Запасы доломитов практически неограниченны.

Глинистые породы

Глины кирпичные и суглинки пригодные для производства кирпича приурочены к аллювиальным отложениям реки Алдан.

Малое месторождение кирпичных суглинков Томмотское (II–1–83), находится на северо-восточной окраине г. Томмот в тыловой части надпойменной террасы р. Алдан. Оно представлено 5 линзовидными залежами на площади 1 км². Пласт залегает сразу под почвенно-растительным слоем, имеющим мощность 0,1–1,1 м и представляющим собой черные суглинки землистой структуры с большим содержанием растительных остатков. Подстиляется аллювиальными галечными песками.

Полезное ископаемое представлено двумя разновидностями глинистых пород аллювиально-делювиального генезиса: 1) серыми, темно-серыми и буровато-серыми глинами и суглинками; 2) желто-бурыми суглинками. Последние иногда перекрываются темно-серыми глинами и суглинками, а при отсутствии их залегают непосредственно под почвенно-растительным слоем. Мощность темно-серых глин и суглинков изменяется от 0,7 м до 4,0 м, чаще колеблется в пределах 1,2–2,4 м, контакт с подстилающими желто-бурыми суглинками постепенный, с мелко- и крупнозернистыми песками с галькой отчетливый. Породы плотные, вязкие, с большим содержанием пылеватых фракций. Часто содержат щебень известняка. Желто-бурые суглинки по мощности не выдержаны, залежи имеют пережимы и выклинивания. Максимальная мощность – 2,8 м, минимальная – 0,9 м, обычно изменяется от 1,3 м до 2,0 м. Общая масса суглинков относится к рыхлой и средней структурам. Гранулометрический состав: содержание песчаной фракции – 16–33%, пылеватой фракции – 58,1–44,3%, глинистой фракции – 16–26,9%. По классификации В. В. Охотина суглинки относятся к пылеватым, тяжелым и средним. По пластичности (по Аттербергу) – к 2–3 классам.

Объемный вес суглинков 1,9 г/см³, коэффициент разрыхления 1,24–1,45%, влажность 27,7–35,94%. По данным лабораторных и ползаводских испытаний глины и суглинки пригодны для производства кирпича марки «100». Подсчитаны и утверждены запасы глинистого сырья категории А – 128 тыс. м³ [43].

Подобные суглинки известны на малых месторождениях Эльконском (II-1-86), Укуланском (II-1-85) и Курумканском (II-1-82) не имеющих промышленного значения.

Малое месторождение Укуланское (II-1-85) находится на левом берегу р. Алдан, в районе слияния Якутского и Эвенкийского Укуланов и расположено на первой надпойменной террасе, тяготея к ее тыловой части. Строение месторождения простое: пласт желто-бурых суглинков, являющихся полезным ископаемым, залегает под почвенно-растительным слоем и подстилается крупно- и мелкозернистыми песками с примесью гальки. Мощность суглинков – от 1,5 до 3,0 м, средняя мощность 2,1 м. Суглинки распространены на площади около 0,2 км² (протяженность пласта до 800 м, ширина 100–500 м).

Цвет суглинков в сухом состоянии светло-коричневый. Структура рыхлая, масса однородная. Встречаются включения щебня доломитов. При действии соляной кислоты на общую массу наблюдается слабое вскипание. Засоренность включениями более 0,5 мм – 2,57%. Гранулометрический состав: фракция 0,5–0,2 мм – 22,96%; 0,2–0,06 мм – 18,53%; 0,06–0,01 мм – 33,21%; 0,01–0,005 мм – 11,0%; менее 0,001 мм – 4,25%. Содержание песчаных частиц – 70%, пылеватых – 22,18%, глинистых – 7,82%. Число пластичности 12,07. Влагосодержание: нижней границы текучести – 23,14%, верхнего предела раскалывания – 11,07%. Предполагаемая марка строительного кирпича «125» и «150». Запасы глинистого сырья категории С₁ составляют 373,8 тыс. м³ [43].

Малое месторождение Эльконское (II-1-86) находится на левом берегу р. Элькон в его приустьевой части, на первой надпойменной террасе р. Алдан. Протяженность его с севера на юг – 1100 м, ширина 200–500 м. Площадь месторождения 347600 м². Суглинки с примесью гальки залегают под почвенно-растительным слоем на песчано-гравийно-галечных отложениях. Контакт нечеткий. Мощность суглинков колеблется от 1 м до 3 м, составляя в среднем 2,1 м. Мощность почвенно-растительного слоя составляет в среднем 0,3 м. Прогнозные ресурсы месторождения категории Р₁ составляют 729,96 тыс. м³ [43].

Незначительные месторождения кирпичных глин расположены на левом берегу Алдана против верхней части Малгарских островов малое месторождение р. Алдан (III-5-39). Глины залегают в аллювии первой надпойменной террасы. Мощность их 2–3 м. Из-за низкого качества и небольших запасов месторождение не имеет промышленного значения, но используется населением данного района.

На участке долины Алдана между поселками Чагда и Белькачи малое месторождение пос. Кутана (II-6-4) глинистые прослои имеют протяженность от 5 до 20 км, ширину 0,5–1 км, мощность 1–4 м [49].

Обломочные породы

Песчано-гравийный материал. Скопления гальки, гравия и песка встречаются в надпойменных и пойменных террасах крупных рек, где образуют косы, острова, продольные валы.

Для строительства дорог, посадочных площадок и т. д., а также в качестве заполнителя в бетоне и бутового камня могут быть использованы галька и гравий, широко распространенные в долинах рек Алдан, Гонам и др.

В долине Алдана расположено много галечных кос и островов длиной до 1–2 км и больше. Мощность аллювия здесь больше 2–3 м, количество галек не превышает 30–35%.

Детально в долине Алдана гравийно-галечные отложения разведаны на малом месторождении Самахачанском. Проведен осмотр малого месторождения Малоджелиндинского (II–1–87), но разведка на нем не производилась.

Малое месторождение Самахачанское (II–1–81) приурочено к нижней части разреза 1 надпойменной террасы р. Алдан. Мощность песчано-гравийных отложений достигает здесь 6,8 м. Они пригодны в качестве мелкого заполнителя для обычных бетонов марок «150» и выше, а также для кладочных и штукатурных растворов.

Содержание гравия в песчано-гравийных отложениях составляет 50–90% объема (в среднем 65%). Он представлен, в основном, крепкими разновидностями изверженных, метаморфических и осадочных пород. По механической прочности гравий относится ко 2 классу. По гранулометрическому составу он классифицируется как средний рядовой с преобладанием фракции 10–40 мм. Марка дробимости – ДР–8, износа – И–20, морозостойкости – МРЗ–100. Пригоден для устройства дорожных покрытий, оснований дорожного полотна с тяжелым характером движения, а также в качестве крупного заполнителя бетона марки «500».

По месторождению подсчитаны запасы гравия и песка по кат. В+С₁ – 530 тыс. м³ и 317 тыс. м³ соответственно [43].

Малое месторождение Енньё (II–1–84) расположено на правом берегу р. Алдан к северу от устья руч. Енньё на первой надпойменной террасе. Месторождение вытянуто вдоль р. Алдан на 2 км, при ширине 0,15–0,3 км. Разведано на глубину до 13 м.

Терраса сложена сменяющимися друг друга вниз по разрезу песчано-илистыми, илистыми, песчаными и песчано-гравийными отложениями. В верхней части террасы залегают разнородные кварц-полевошпатовые пески. Их мощность 1,3–3,7 м. Согласно требованиям ГОСТа 8736–62 пески пригодны для кладочных и штукатурных растворов, а также для бетонов марки ниже «150» и дорожного строительства.

Вниз по разрезу пески переходят в песчано-галечно-гравийные отложения мощностью 3–5,7 м. Галька и гравий представлены крепкими породами, среди которых в крупных фракциях (более 20 мм) преобладают докембрийские граниты, гнейсы, кристаллосланцы – 36–56%, изверженные породы (сиениты и др.) – 15,5–21,4%, песчаники – 23–28,5%, окварцованные породы и кварциты – 0–28%, доломиты – до 13%. Гравий по крупности относится к среднему и мелкому. По механической прочности он относится ко 2 классу, по дробимости – к марке ДР–8, по истираемости – И–20. Песчано-гравийная смесь

может быть использована для бетона марки «300» и для устройства дорожных покрытий и оснований дорог с тяжелым характером движения.

Запасы песка составляют по кат С₁ – 172 тыс. м³, песчано-гравийной смеси по кат. В – 377 тыс. м³, по кат. С₁ – 153 тыс. м³. Запасы гравия с размером частиц 3–80 мм по кат. В – 214 тыс. м³, по кат. С₁ – 87 тыс. м³. Запасы песка-отсева составляют 229 тыс. м³ [43].

Песчаники распространены повсеместно среди венд-нижнекембрийских отложений платформенного чехла. Малые месторождения (I–2–1, II–1–2, 3, 5, 10) сосредоточены вдоль трассы М56 и служили для ее отсыпки.

Песчаники удовлетворяют требованиям на природный камень и камень бутовый обыкновенный (тяжелый) марки «1000». Мощность слоев песчаников составляет первые метры. Добычу их можно вести без вскрышных работ. Песчаники мелко- и среднезернистые, текстуры массивная и слабо выраженная слоистая, окраска светлая; их можно использовать в качестве штучного и бутового камня и для устройства дорожных покрытий и оснований дорог с тяжелым характером движения. Некоторые прослои (линзы) песчаников могут использоваться для изготовления точильных камней.

Прочие ископаемые

Кварциты образуют пласты и линзы почти чисто кварцевых крупнозернистых пород в отложениях гидатской толщи архея в бассейне верхнего течения р. Гонам (VI–2–3, 37, 42). Они представляют практически мономинеральный агрегат, в котором количество примесей не превышает 5%. Мощность кварцитовых тел 50–100 м [49].

Песок формовочный. В качестве формовочных материалов могут быть использованы пески, образовавшиеся за счет выветривания кварцевых песчаников поярковской серии. Полоса развития таких песков протягивается по водоразделам на правобережье р. Гонам и формирует ряд проявлений (VI–1–35, 36, 37, 38, 39; VI–2–51). Ширина выходов песчаников – до 1000–1200 м, длина – десятки километров, мощность – от 100 до 400 м [49].

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Питьевые пресные воды. Малое месторождение пресных питьевых вод «Модут» (I–2–4) находится в долине р. Модут, в 6 км от её устья. Возмущающей скважиной является скважина 11, вблизи которой (57,3 м) пройдена наблюдательная скважина глубиной 380 м. Дополнительная информация получена при испытаниях скважин 10 и 26. Месторождение законсервировано.

Месторождение относится к типу расположенных в артезианских бассейнах третьей группы сложности. Воды вскрыты на глубинах 155–307 м. Вмещающими породами являются доломиты и песчаники юдомской серии суммарной мощностью 100–270 м, залегающие на образованиях кристаллического фундамента и являющиеся резервуаром вендского водоносного комплекса. Верхним региональным водоупором является толща ММП, замороженных с

поверхности до глубины 130–380 м. Воды слабонапорные: при глубине вскрытия 155 м верхний уровень установился на глубине 130 м. Водоносный горизонт имеет гидродинамическую связь с нижележащим водоносным комплексом архейских образований, от которого обособлен условиями циркуляции. Протоколом ТКЗ № 358, 21.11.1988 утверждены следующие параметры месторождения: эксплуатационные запасы по категории В (тыс. м³/сут) – 1,5, понижение уровня (м.): допустимое – 130, расчётное – 5,1, минерализация (г/дм³) – 0,3, общая жёсткость (мг/экв) – 4,78.

Малое месторождение Синегорье (II–1–7) расположено в долине р. Алдан в 1,5–2 км выше по течению от северо-западной окраины г. Томмота. Разведывалось для снабжения Томмотского промузла. В пределах месторождения развиты водоносные комплексы трещинно-карстовых вод карбонатных венд-нижнекембрийских отложений, архей-протерозойских образований и четвертичных аллювиальных отложений. Водообильность горных пород весьма неоднородна, максимальные её значения обусловлены карбонатным карстом. По характеру циркуляции воды напорные, трещинно-карстовые. Глубина залегания их составляет 3–6 м в зависимости от сезонных колебаний уровня. По составу пресные, преимущественно гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с минерализацией 0,2–0,4 г/дм³ итр. Подземные воды соответствуют основным требованиям ГОСТ 2874–82 «Вода питьевая». Санитарное состояние в пределах зон санитарной охраны в целом благоприятное, водоносный комплекс перекрыт мёрзлыми аллювиальными отложениями.

Протоколом территориальной комиссии по запасам полезных ископаемых (ТКЗ) № 401 от 01.07.1991 г. утверждены запасы подземных вод в количестве 13,3 тыс. м³/сут., в том числе по категории А – 8,6 тыс. м³/сут. и по категории В – 4,7 тыс. м³/сут. Месторождение эксплуатируется [44,45].

8. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Геологическая история описываемой территории охватывает несколько этапов развития от нижнего архея до современного периода включительно. При этом на каждом этапе развития происходило формирование разноранговых рудных (железо, золото, уран, ниобий, тантал и др.) и нерудных (каменный уголь, апатит, флогопит, кварц и др.) образований различного генезиса и формационной принадлежности. В соответствии с этапами развития региона выделяются следующие металлогенические циклы [8]: раннеархейский, позднеархейский, раннепротерозойский, рифейский, венд-кембрийский, мезозойский, кайнозойский.

Раннеархейский металлогенический мегацикл связан с формированием первичных блоков наиболее древней континентальной коры: Иенгского и Тырканского. Их минерагения является глубинной в силу того, что все полезные ископаемые претерпели метаморфизм и ультраметаморфизм на нижне-, среднекоровом уровне. Промышленная металлоносность образований раннего архея имеет ограниченные масштабы. В данную эпоху образовались первично-осадочные залежи графита и силлиманита в Тимптонском районе и стратиформные проявления железистых кварцитов Сутамского района.

Позднеархейский металлогенический мегацикл соответствует эпохе наращивания континентальной коры. Для данного мегацикла характерно образование месторождений на нижне-верхнекоровом уровне [8] в результате метаморфических и ультраметаморфических процессов. Наблюдается различие в комплексе месторождений полезных ископаемых для блоков с двухъярусным и одноярусным строением архейского фундамента. Если для блоков первого типа характерно наличие месторождений железа (магнетитовой скарноидной формации), флогопита, бора (Тимптонский район), то для второго графита и флогопита (Магантас-Илинский район). Отдельно находится группа проявлений полезных ископаемых, связанных с разломами позднеархейского заложения, контролирующими проявления мусковитовых и редкоземельных пегматитов и метасоматического корунда (Севериканская минерагеническая зона и проявления вне зон и районов). На сопряженной к востоку территории (Тыркано-Учурская минерагеническая зона) с гранитами нюкелинского и идюмского комплексов связаны многочисленные редкоземельные проявления.

Раннепротерозойский металлогенический цикл характеризуется тем, что большая часть территории представляла собой область денудации. Толь-

ко на юге территории шло формирование троговых структур, а на востоке получили широкое развитие магматические процессы, приведшие к формированию многочисленных массивов интрузивных пород кислого состава и связанных с ними гидротермально-метасоматических образований. Внедрение гранитных интрузий сопровождалось образованием купольных структур, к которым приурочены проявления горного хрусталя в Верхнетимптонском районе.

В Тыркано-Учурской минерагенической зоне с данным циклом связано формирование проявлений урана [65].

Рифей-палеозойский металлогенический цикл соответствует времени хатакратонного развития территории и подразделяется на два металлогенических этапа.

Рифейский металлогенический этап. Началу рифейского осадконакопления предшествовал этап эпиконтинентального развития территории с длительным выветриванием и формированием кор выветривания. В нижних частях разреза гонамской свиты вблизи указанных кор выветривания установлены проявления урановой минерализации.

В конце этапа произошло внедрение арбарастахского пироксенитового с карбонатитами комплекса с которым связаны проявления тантала, ниобия, редких земель, апатита, флогопита, железа.

Венд-кембрийский металлогенический этап. Господствовал типично платформенный (хатакратонный) режим развития региона с накоплением карбонатных, терригенно-карбонатных отложений. В рамках этапа были сформированы объекты цементного сырья.

Мезозойский металлогенический цикл отличается особой спецификой, которая определяется разнообразием геологических обстановок и структур. Он является наиболее значимым для региона и обусловлен процессами тектоно-магматической активизации. В этом цикле выделяется два этапа.

Ранне-позднеюрский металлогенический этап – время формирования системы впадин Южно-Якутского прогиба с крупными месторождениями каменного угля.

Позднеюрско-раннемеловой металлогенический этап. В это время завершается формирование Южно-Якутского угленосного бассейна. В тыловых зонах активизации внедряются рудогенерирующие интрузии алданского, кет-капского, мукундинского комплексов с которыми прямо или апосредовано связаны месторождения и проявления золота, серебра, молибдена, а с алданским комплексом и урана.

Известные выходы мелких тел лампроитовой формации (тобукский и куранахский комплексы) оказались безрудными [65].

Кайнозойская металлогенический этап характеризуется формированием многочисленных аллювиальных россыпных месторождений золота и редких земель.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Для районирования территории листа авторами принята версия, отраженная на Минерагенической карте России 2006 года [96] и нашедшая свое подтверждение в Алдано-Забайкальской серийной легенде.

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 листа плитные стратифицированные образования представлены четырьмя ярусами: рифейским, венд-кембрийским, юрско-меловым и кайнозойским. Рифейский ярус состоит из пачек карбонатно-терригенных пород и не является продуктивным. Венд-кембрийский ярус сложен преимущественно карбонатными толщами и является рудовмещающим для золотого оруденения. Юрско-меловой ярус вблизи контакта с Алданским щитом представлен малыми интрузиями щелочных пород с которыми парагенетически связано золотое оруденение. 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 листа архейские структуры осложнены Южно-Якутской системой прогибов, выполненных угленосными терригенными отложениями юры-мела. В западной, восточной и южной части территории архейский фундамент прорван мезозойскими интрузиями соответственно щелочного, кислого и среднего состава. Минерагенический облик Алдано-Становой минерагенической провинции определяется широким спектром разновозрастных месторождений. В архейское время – это флогопит и железо (Эмельджакское и др.); в юрско-меловое – каменный уголь Южно-Якутского бассейна (Бтымджимское, Эльгинское), золото (Надежда), уран (Эльконская группа); в кайнозой сформировались многочисленные россыпи золота и единичные – редких земель.

Эндогенные полезные ископаемые (за исключением редких земель и редких металлов) приурочены к местам проявления позднеюрско-раннемелового магматизма и относятся к гидротермальному, гидротермально-метасоматическому, контактово-метасоматическому (скарновому) генетическим типам. Основными химическими элементами в рудах являются халькофилы, причем наиболее важные из них (золото, серебро, свинец, цинк) являются сквозными для всей Алдано-Становой минерагенической провинции, что позволяет говорить об автономности источника металлов и магмы. Второстепенная часть халькофильных элементов (мышьяк, сурьма, ртуть и олово), а также все литосидеро-фильные элементы, известные в рудах (молибден, вольфрам, бериллий, литий, барий, в меньшей степени фтор), контролируются нещелочной группой магматических формаций. В рассматриваемой части провинции объектами добычи являются только россыпные (плюс коренные Надежда и Верхнее) месторождения золота.

Для всех выделенных рудных районов и узлов произведена общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений (При-

ложение 3), подсчитаны прогнозные ресурсы на площади листа по отдельным видам полезных ископаемых (Приложение 4). При подсчете прогнозных ресурсов рудных районов и узлов, при отсутствии новой информации, использованы данные, заложенные при составлении Минерагенической карты России 2006 года [96].

ВОСТОЧНО-СИБИРСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

ЛЕНО-АЛДАНСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СУБПРОВИНЦИЯ

Модутско-Междуреченская потенциальная золоторудная минерагеническая зона (1 Au/J₃-K₁) включает в себя три *потенциальных золоторудных района*: *Средне-Амгинский (1.1 Au)*, *Курумканский (1.2 Au)*, *Эдисско-Югюэлинский (1.3 Au)*. Территория зоны сложена карбонатными породами венда и нижнего кембрия, залегающими на докембрийском фундаменте Сибирской платформы. В зоне известны несколько проявлений золота и обнаружены многочисленные знаки золота в шлиховых пробах. Площадь выделена по совокупности поисковых признаков: наличию глубинных разломов, структур центрального типа, установленных дешифрированием космоснимков и морфометрическим анализом, наличию осложняющих структур фундамента и чехла и является перспективной на обнаружение месторождений золота. Прогнозные ресурсы по рудному золоту Курумканского района категории P₂+P₃ составили 26,45 т, а Средне-Амгинского района по категории P₂ – 54 т [96].

Северо-Алданская нефтегазаносная область (2 H,Гз/RF-PZ) выделяется в северо-западной части листа. Она включает в себя юго-западную часть Виллюйской синеклизы и северо-западную часть Учуро-Майской плиты. На территории области прослой битуминозных пород встречаются в отложениях венда-нижнего кембрия. Благоприятные условия для накопления нефти и газа могут существовать в позднерифейских отложениях. На площади листа признаков проявлений нефти, газа, мощных пачек битуминозных пород не обнаружено.

Учуро-Майская полиметалльно-серебро-золоторудно-россыпная минерагеническая зона (3 Au,Ag,Pb,Zn/K₁,Q) расположена в пределах Учуро-Майской плиты и частично Суннагинского блока архейского фундамента. Отложения плиты перспективны на золото, серебро, в меньшей степени на полиметаллы, особенно в зоне структурно-стратиграфического несогласия архейских и рифейских образований. Другая группа проявлений золота и серебра связана с эпохой мезозойской активизации. В это время под действием гидротермальных растворов происходило формирование проявлений золота и серебра золоторудной кварцевой формации в зонах разломов Суннагинского блока и халцедон-кварцевой формации в породах чехла. Но наиболее перспективным для формирования промышленных концентраций полезных ископаемых является район, где плитные отложения прорваны мезозойскими

кислыми интрузиями. На площади листа – это Кет-Капский серебро-золоторудно-россыпной район.

Кет-Капский серебро-золоторудно-россыпной район (3.1 Au,Ag) приурочен к местам концентрации магматических тел Кет-Капского монцодиоритового комплекса. Он занимает площадь в 4265 км². В состав района входят семь рудных узлов из которых только *Улаханский серебро-золоторудно-россыпной узел (3.1.1 Au,Ag)* частично находится на территории листа. Площадь узла составляет 900 км². Он сложен карбонатно-терригенными породами плитного комплекса, прорванными монцонитоидами кет-капского комплекса раннего мела. На территории листа находятся одно мелкое месторождение – Верхний Метрополь, 20 проявлений, 8 россыпей золота и 2 отработанных месторождения горного хрусталя. Золотое оруденение представлено золоторудной березитовой формацией. Это в основном вкрапленно-жилые тела и пластовые залежи сильно окисленных многосульфидных богатых руд со значительным содержанием серебра в доломитах юдомской серии (содержание золота в рудах находится в диапазоне 1,9–31 г/т, среднее 13 г/т). Менее представительны бедные прожилково-брекчиевые руды, четко выраженные только в фундаменте и полнокристаллических мезозойских интрузиях. Однако они заслуживают внимания в связи с повышенным содержанием в них серебра. Площадь распространения их достигает тысяч квадратных метров. Это определяет большие запасы бедных золотых руд с повышенным содержанием серебра, свинца, меди. Запасы россыпного золота в узле по категориям C₁+C₂ оценены в 0,89 т, в районе – 1,21 т. Прогнозные ресурсы рудного золота для района по категориям P₂ и P₃ составили 45,5 т [96].

В целом, в Кет-Капском районе известны единичные находки молибденовых руд, с которыми, очевидно, и связаны ореолы рассеяния молибдена. Довольно широко в западной части района, представлены свинцово-цинковые проявления, контролируемые карбонатсодержащими горизонтами осадочных пород на участках интенсивной гидротермальной переработки. Это залежи массивных сульфидных мышьяковистых сфалерит-галенитовых руд, либо залежи и прожилково-вкрапленные тела выщелоченных золото-галенитовых руд, редко – кварц-галенитовые жилы. Все эти проявления заслуживают специального изучения. В сходной рудоконтролирующей обстановке отмечаются проявления флюоритовой кварцевой формации: небольшие гидротермально-метасоматические жилы и залежи, среди которых были обнаружены бедные руды сырья для химической промышленности, заслуживающие дальнейшего изучения. Здесь же обнаружены комплексные проявления с флюоритом: галенит-барит-флюоритовые залежи в зонах разломов.

Район перспективен для поисков новых месторождений золота, полиметаллов, горного хрусталя.

АЛДАНО-СТАНОВАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

АЛДАНСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СУБПРОВИНЦИЯ

Тыркандино-Ломамская молибдено-золоторудно-россыпная (4 Au, Mo/J₃-K₁, Q) минерагеническая зона протянулась от центра листа к его юго-западному углу. Многочисленные россыпные месторождения золота и коренные проявления золота, молибдена, полиметаллов в ней связаны с мезозойскими плутоническими комплексами алданским монцонит-сиенитовым и мукундинским монцодиорит-гранодиоритовым. В состав зоны входят три рудных района Тыркандинский золото-россыпной, Ломамский потенциальный золоторудно-россыпной и Гувилгра-Токориканский золото-россыпной.

Тыркандинский золоторудно-россыпной район (4.1 Au) объединяет семь россыпных месторождений и многочисленные проявления золота на площади 3070 км². На его территории вскрыты глубокие срезы золоторудной березитовой формации, представленной единичными жилами, небольшими штокверками и прожилково-брекчиевыми телами. Все они контролируются прямолинейными северо-западными, дугowymi и ортогональными рудоконтролирующими структурами, образование которых связано с наложением двух разновозрастных деформационных полей: раннего – радиально-дугового и позднего – ортогонального с северо-восточной осью эллипсоида деформаций. Руды бедные, плотность жил невелика, отдельные поля разобщены друг от друга на километры. Поэтому перспективность зоны на обнаружение коренных месторождений золота невысока. В районе отмечаются проявления золото-молибденит-кварцевого и золото-вольфрамит-кварцевого минеральных типов, приуроченные к гранитоидам завершающих фаз алданского комплекса. Ограниченное распространение дифференцированных интрузий резко уменьшает ценность выявленного оруденения. Россыпная золотоносность имеет перспективы к ее возобновлению, что требует проведения специальных работ с использованием бурения по оценке условий россыпеобразования и перспективности дочетвертичных россыпей. Значительный интерес представляют поиски золота в сульфидизированных карбонатных породах архея, где вероятны мелкие, но богатые месторождения.

Суммарные запасы россыпного золота C₁+C₂+забал. в районе составляют 14,6 т, сумма прогнозных ресурсов рудного золота по категориям P₂ и P₃ – 14,6 т [96].

Ломамский потенциальный молибдено-золоторудно-россыпной район (4.2 Au, Mo) включает две золотоносные россыпи и десятки проявлений золота, молибдена, свинца, цинка, вольфрама на площади 4080 км². На его территории находятся десятки рудопоявлений коренного золота и более 200 пунктов минерализации (содержания золота составляют 2,4 – 10,6 г/т). Район контролируется магмато-глыбовой системой центрального типа, сложенной монцонитоидами мукундинского комплекса. Комплексный характер оруденения является принципиальной особенностью этого узла. Здесь вскрываются различные гипсометрические уровни руд золоторудной березитовой формации. Самые глубокие срезы тяготеют к центральной и западной частям района. Здесь, на участке повышенной тектонической трещиноватости, в приосевой части Алданского свода имеются мелкие, но богатые проявления, недо-

статком которых является неустойчивость содержания и сложная морфология. Другой особенностью является повышенное содержание в рудах серебра, постоянные высокие концентрации свинца, цинка, а иногда молибдена и вольфрама. На уровне среднего эрозионного среза отмечаются золото-кварцевые, золото-сульфидные жилы, прожилковые зоны и залежи бедных руд, включающие гнезда с ураганным содержанием золота и невыясненными закономерностями размещения. Значительный интерес представляют поверхностные уровни золотой минерализации – золотоносные джаспероиды и прожилковое кварц-золото-полевошпат-карбонатное оруденение. Однако сильная расчлененность рельефа ограничивает перспективность этих руд, которые иногда содержат промышленные концентрации молибдена, вольфрама, редко – аномалии стронция.

Необычным для бедного вкрапленного золотого оруденения в интрузивных породах, главным образом в лампрофирах, является то, что только в них известны единичные находки богатых руд. В эндоконтактных ореолах крупных интрузий обнаружены низкотемпературные пирит-флюорит-карбонатно-кремнистые жилы с повышенными содержаниями мышьяка и лития. Большое значение имеют проявления руд флюорит-вольфрамит-золото-кварцевого типа, контролируемые гранитоидами завершающих фаз щелочноземельного магматизма. Это гнездово-вкрапленно-прожилковые тела с промышленным содержанием золота, серебра, вольфрама, молибдена и примесью свинца, цинка, флюорита, бериллия, сурьмы. В западной части района обнаружены небольшие кварц-вольфрамит-молибденитовые жилы, что позволяет считать площадь между реками Ыгымджа и Усмун перспективной для поисков руд вольфрама и молибдена. По всему району известны кварц-молибденитовые жилы, которые, помимо молибдена, содержат промышленные концентрации серебра. К этим же участкам приурочены находки касситерита. Молибденоносными являются также брекчированные породы архея и кембрия с сетью сульфидно-кварцевых и сульфидно-кварцево-карбонатных прожилков. Также в них отмечаются повышенные концентрации серебра, золота, мышьяка и ртути. Менее перспективными представляются золото-молибденоносные лампрофиры и прожилковое оруденение в скарнах. В контактовых зонах крупных интрузий известны проявления магнетита, горного хрусталя, брусита, тремолита, графита, практически не опроискованные. В целом район требует доизучения.

В результате работ по составлению карты третьего поколения внутри района выделены четыре площади перспективные на обнаружение оруденения «лебединского» и «рябинового» типа. Суммарные прогнозные ресурсы золота по категории P_3 составляют 189 т.

Гувилгра-Токориканский золото-россыпной район (4.3 Au) занимает территорию в 2160 км², на которой расположены одиннадцать золотоносных россыпей. Источником золота для россыпей являются скорее всего интрузии мукундинского монцодиорит-гранодиоритового комплекса контролируемые разломами широтного и северо-восточного простираний. Примечательным является факт отсутствия аномальных содержаний золота в самих интрузиях и их приконтактных частях, что, по-видимому, свидетельствует о глубине эрозионного среза района.

Запасы россыпного золота в районе категории C_1+C_2 +забал. составляют 0,22 т, сумма прогнозных ресурсов россыпного золота $P_1+P_2+P_3 - 5,15$ т., сумма прогнозных ресурсов рудного золота $P_2 + P_3 - 35$ т [96].

Атугей-Муламская потенциальная молибдено-серебро-золоторудная минерагеническая зона (5 Au(Ag,Mo)/J₃-K₁) охватывает площадь концентрации мезозойских интрузий мукундинского и карабуранского(?) комплексов. В ее пределах известны проявления с весовыми содержаниями золота в аллювии, проявления молибдена, шлиховые ореолы вольфрама. В состав зоны входит *Нингамский потенциальный молибдено-золоторудный узел (5.0.1 Au,Mo) (700 км²)*. Он выделяется в пределах одноименной интрузии центрального типа и пояса мезозойских интрузий, контролируемых разломами северо-восточной ориентации. С начала 70-х годов на территории узла прогнозировалось золотое оруденение. Обнаруженные перспективные участки расположены вдоль крупного дугового разлома длиной свыше 15 км среди юрских отложений. Минерализация имеет прожилково-вкрапленный характер, руды многосульфидные, оруденелые участки распределены послойно. Содержание золота невыдержанное. Всего на территории узла известно 15 проявлений коренного золота (верховья р. Алтан-Чайдах, Атугей, Нингам, Нёнгро) и пунктов минерализации (содержание золота составляет 0,1–30 г/т). Узел перспективен для выявления месторождений Лебединского типа, его ресурсы по категории P_3 составляют 90 т золота.

Проявления молибдена представлены небольшими штокверками и единичными кварц-молибденитовыми жилами в мезозойских гранитоидах и в окружающих их породах и нередко являются сереброносными с повышенным содержанием вольфрама. С разрушением жил сходного состава связаны находки касситерита в реках, дренирующих зону. Рудную минерализацию дополняют находки разрозненных кварцево-галенитовых жил среди магматических и карбонатных пород. В южном ореоле контактовоизмененных пород Нингамского и Алтан-Чайдахского плутонов известны находки высококачественного графита, что позволяет прогнозировать открытие промышленных месторождений.

Южно-Якутский угленосный бассейн (6 УК/J₁-K₁) приурочен к системе впадин одноименного прогиба. Фрагменты которого сохранились в ряде разномасштабных инверсионных структур. Накопление углей было обусловлено разнопорядковыми колебаниями континентального палеобассейна с компенсационным характером заполнения. Угленосные горизонты приурочены к завершающим этапам шести циклотем юры и раннего мела, формирование которых происходило при прогрессирующем во времени возрастании контрастности и периодичности тектонических движений.

Угленасыщенность в отложениях близких интервалов времени нарастает от практически слабой (маломощные пласты) в раннеюрской толще до высокой (мощные пласты) в позднеюрской. На примере **Токинского угленосного района (6.1 УК)** видно, что самой большой угленасыщенностью обладают верхнеюрские отложения (третья-пятая циклотемы) – 11 рабочих пластов из 32, далее следуют среднеюрские отложения (вторая циклотема) – 5 рабочих пластов из 20. Меньшей угленосностью обладают нижнемеловые отложения (шестая циклотема) – 3 рабочих пласта из 6 и нижнеюрские отложения (пер-

вая циклотема) – 2 рабочих пласта из 3. Суммарная средняя мощность угольных пластов от первой к шестой циклотеме составляет (м): 1,8–2,5; 2,5–6,0; более 6; до 15; 20–25; 4–6. Промышленная угленосность района приурочена к отложениям дурайской (4 угольных пласта мощностью 0,7 м и более) и кабактинской (10 пластов) свит. Угольные пласты невыдержанные и относительно выдержанные, в основном весьма тонкие и тонкие. Угли витринитовые, средне- и высокозольные, малосернистые и малофосфористые, с высокой теплотворной способностью. По ГОСТ 25543–88 относятся к маркам Ж и КЖ, могут использоваться для производства металлургического кокса и как высококалорийное топливо. Гидрогеологические условия в районе средней сложности. Запасы угля по Σ А+В+С составляют 2098,38 млн т, прогнозные ресурсы по категории P_1 – 2239 млн т, по категории P_2 – 337 млн т, по категории P_3 – 608 млн т.

В *Бытымджинском угольном районе (6.2 УК)* вскрыто 37 угольных пластов, 25 из них с рабочими мощностями. Пласты по мощности относительно выдержанные и невыдержанные, строение их простое и сложное. Угли витринитовые, средне- и высокозольные, малосернистые и малофосфористые, марки от Ж до К и ОК. Гидрогеологические условия отработки сложные. Подсчитанные прогнозные ресурсы угля по категории P_1+P_2 составляют 649,9 млн т, в т. ч. по кат. P_1 – 390,4 млн т.

Тыркано-Учурская редкоземельно-редкометалльно-урановая минерагеническая зона (7 U,R,TR/AR,PR₁,RF) находится в районе с интенсивным проявлением разнонаправленных тектонических нарушений, обуславливающих его сложное «клавишное строение». В пределах зоны выделен *Арбастахский потенциальный тантало-ниобиевый рудный узел (7.0.1 Ta,Nb)* площадью 400 км² контролируемый Арбастахским пироксенитовым с карбонатитами массивом и площадью распространения щелочных даек ручья Арбастах. Узел сложен метаморфическими породами хайканской серии прорванными архейскими лейкогранитами идюмского комплекса. В западной части породы рамы прорваны позднерифейскими пироксенитами арбастахского массива и мезозойскими дайками ручья арбастах.

На территории узла известно одно проявление апатит-редкометалльно-редкоземельно-магнетит-карбонатитовой формации, связанное с арбастахской интрузией. Кроме пироксенитов источником редких земель и металлов могут являться граниты идюмского комплекса [65] и щелочные сиениты даек ручья Арбастах, что делает площадь перспективной для обнаружения месторождений. Опробированные прогнозные ресурсы по категории P_3 составляют для Nb₂O₅ 187 тыс. т, для Σ TR₂O₃ 368 тыс. т.

В многочисленных шлихах встречены молибденит, шеелит, имеются геохимические ореолы молибдена, вольфрама. Подобная ассоциация характерна для молибденоносных зон Станового хребта, поэтому и рассматриваемую площадь можно отнести к разряду перспективных для поисков молибденовых месторождений.

Севериканская корундово-мусковит-золоторудная минерагеническая зона (8 Au,mu,cog/AR₂-PR₁,J₃-K₁,P-N,Q) является россыпной, потенциально-рудной, на территорию листа заходит только ее восточная окраина не несущая минерагенической нагрузки. Это сложная зона разломов с разновозраст-

ным и разнотипным оруденением. Рудоконтролирующими являются мелкие плутоны монзонит-гранодиоритовой формации (мукундинский и карабуранский комплексы) и гораздо более многочисленные приразломно-гидротермальные поля с многочисленными жилами, жильными полями, редко штокверками золото-кварцевой формации, не представляющие собой сейчас по экономическим причинам рентабельные объекты, в то время как кайнозойские россыпи вмещают промышленный тип золотых месторождений.

Центрально-Алданский урано-золоторудный район (0.1 Au, U/J₃-K, P-N, Q) является наиболее хорошо изученным и экономически освоенным золоторудным районом Алданского щита. Район сложен метаморфическими породами архея частично перекрытыми карбонатными отложениями венданского кембрия мощностью до 500 м, к которым в грабенообразных впадинах добавляются ранне-среднеюрские терригенные отложения мощностью до 250 м. Все вышеуказанные образования прорываются разнообразными по составу интрузиями 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. На территории листа район занимает площадь 2800 км² и имеет богатейшие запасы урана, золота, молибдена, серебра, ванадия, которые сосредоточены преимущественно в *Эльконском молибдено-золото-урановорудном узле (0.1.1 U, Au, Mo) (1220 км²).*

Урановые месторождения Эльконского узла были открыты в начале 60-х годов и сразу же стали объектом интенсивных геологоразведочных работ и научных исследований. На территории узла сосредоточено 21 месторождение урана с запасами $\Sigma A+B+C$ 381,59 тыс. тонн и ресурсами более 1000 тыс. тонн урана. Попутные компоненты представлены золотом ($\Sigma A+B+C$ 191,09 т), серебром ($\Sigma A+B+C$ 2368,6 тонн) и молибденом ($\Sigma A+B+C$ 55,64 тыс. тонн). В настоящее время работы по разведке и подготовке к эксплуатации урановых месторождений остановлены. Оруденение в пределах Эльконского узла представлено золоторудной в гумбеитах, урановорудной в гумбеитах и молибден-урановорудной 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 в мезозойское время, в геофизических полях выражен отрицательной магнитной аномалией (от –200 до –250 нТл) и положительной аномалией силы тяжести (до +0,05 мГал). В нем гидротермально-метасоматические образования (гумбеиты, березиты) формировались в осевых зонах долгоживущих разломов в наиболее ранние фазы мезозойской тектоно-магматической активизации.

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). Его гидротермально-метасоматические образования более разнообразны (фенинты, гумбеиты, пропициты и скарны) и имеют внут-

ри-, околотрузивное (ореольное) распространение, накладываясь на более ранние метасоматические образования.

В пределах выделенных блоков авторами установлена область развития «эльконского» (Au,U), «рябинового» (Au-Cu) и комбинированного «элькон-рябинового» (Au-Cu+Au-U) типов оруденения, связанных с процессами гумбеитизации.

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%). 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 служит цементом микробрекчий (мощностью до 1 см), а также формирует микропрожилки мощностью около 0,1 мм. Для браннерита характерно присутствие вольфрама (до 6,2%) и ванадия (до 2%). Помимо браннерита урановая минерализация представлена также коффинитом.

Для гумбеитов «рябинового» типа характерны повышенные концентрации халькофильных элементов – золота (среднее содержание золота в породе 3,17 г/т, в отдельных пробах достигая 34 г/т), серебра, меди и свинца, а при замещении гумбеитов «эльконского» типа также происходит резкий рост уровней накопления литофильных элементов – урана, тория. Из сидерофильных элементов четкий тренд накопления имеет молибден, ванадий, иногда титан и марганец (при замещении гумбеитов «эльконского» типа).

Возраст гумбеитов «рябинового» типа, полученный по данным Re-Os изотопно-геохронологического датирования сульфидов, составляет $129,1 \pm 1,2$ Ма (изохрона по пириту и халькопириту) и $129,1 \pm 2,9$ Ма (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 флюоритом.

Тимптонский графит-железорудный-флогопитоносный район (0.2 phl(Fe,sp)/AR₂) заходит на территорию листа своей восточной частью, занимающей 11880 км². Он контролируется структурой Федоровской впадины, выполненной 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 диоксидовых пород и кальцифиров 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 апокарбонатным метасоматитам, а флогопитовых к апоалюмосиликатным. Большая часть магнетитовых руд образовалась раньше флогопитовых. В магнезиально-щелочных скарноидах по породам относительно насыщенной метабазитами медведевской свиты локализована значительная часть железорудных проявлений площади. В распределении магнезиально-щелочных метасоматитов, содержащих железорудные и флогопитовые месторождения, наблюдается связь с северо-западными разломами.

Месторождения и проявления графита образовались под воздействием ультраметабазитного гранитообразования на углерод, 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 залежи. Для образования месторождений необходимы, кроме высокого среднего содержания стратиформного графита, оптимально слабый ультраметаморфизм и высокая степень древней трещиноватости.

В целом запасы района на графит по категории C_1 – 0,537 млн т, C_2 – 2,181 млн т, прогнозные ресурсы оцениваются в 0,246 млн т по категории P_1 , 0,673 млн т – категории P_2 [44]. По флогопиту запасы составляют $B+C$ +забаланс. 0,46 млн т; по железу C_1+C_2 – 26,1 млн т, ресурсы категории P_3 – 66,5 млн т.

Магантас-Илинский флогопитоносный район (0.3 phl/AR₂) занимает площадь в 7150 км². Район контролируется полем распространения пород маггантасской свиты. Предпосылкой для локализации в нем слюдоносных зон является наличие диопсидовых пород, кальцифиров и высокомагнезиальных пород. Однако, для флогопитообразования необходимо также интенсивное развитие послееультраметаморфических деформаций в условиях амфиболитовой фации, внедрение аляскитовых или лейкократовых гранитов с последующим интенсивным магнезиально-кальциевым метасоматизмом. Магантас-Илинский флогопитоносный район тяготеет к Эльгеканской системе складок, осложненной наложенными кольцевыми и дуговыми разломами. Кроме флогопита в районе обнаружено железо формации – магнетитовых скарноидов, бороносных и апатитоносные метасоматиты, молибденоносные жильные гранитоиды.

Добыча флогопита в Магантас-Илинском флогопитоносном районе не производится. Ряд участков может представлять интерес в качестве источника высококачественного жильного флогопита. Учитывая незначительный

размер жил, запасы слюды в районе невелики и оцениваются по сумме всех категорий в 0,03 млн т.

Верхнетимптонский флогопит-кварцево-хрусталеносный район (0.4 q(phl)/AR-PR) заходит на площадь листа своей восточной окраиной, занимая 360 км².

В пределах листа находится два проявления кварца пригодного для изготовления пьезоэлектрических элементов. Они относятся к формации кварцевых хрустальных жил и связаны с внедрением позднеархейских гранитов нелюккинского комплекса. Подсчитанные в узле забалансовые запасы кварца по категории C₁+C₂ составляют 0,03 т.

Сутамо-Брянтинский молибдено-серебро-золоторудно россыпной район (0.5 Au,Ag,Mo/K₁,Q) занимает 4100 км² в юго-западной части листа. На территории листа в районе выделен Сутамский ртутно-золоторудно-россыпной узел (0.5.1 Au,Hg), занимающий 1185 км². На территории узла расположено четыре средних россыпных месторождения золота с запасами категории C₁+C₂ – 1,04 т. Район охватывает площадь развития раннеархейских образований гидатской серии, прорванных малыми телами кергелийского метаперидотит-габбрового комплекса. Источник золота в россыпях не установлен, скорее всего, им являются зоны диафтореза по архейским метаморфитам.

На сопряженном с юга листе в пределах узла в зонах зеленосланцевых диафторитов установлено несколько пунктов минерализации ртути, относящихся к киноварь-гюбнерит-антимонитовой формации и четыре россыпепроявления золота. Общая сумма прогнозных ресурсов россыпного золота P₁+P₂+P₃ составляет 16,75 т [96].

Перспективы района на обнаружение коренных месторождений золота незначительны ввиду глубины эрозионного среза.

Сутамский железорудный район (0.6 Fe/AR₂) площадью 3200 км² приурочен к Сутамской площади Иенгрского района. В районе известны десятки проявлений руд формации железистых кварцитов. Наибольшая концентрация пачек железистых кварцитов приурочена к контакту нижней и верхней толщ гидатской серии. Распределение железорудных горизонтов и пластов отражает ритмичность первичного породообразования, в котором большую роль играли процессы основного магматизма и химического выветривания. Всего известно семь железорудных горизонтов с пластами мощностью более 15 м. Максимальная мощность пластов достигает 100 м, протяженность 7 км. Железистые кварциты представляют собой бедные легкообогатимые руды без вредных примесей. Среди них обнаружены богатые эпиметаморфические руды, преимущественно в линзовой и жильной формах, мартит-магнетитовые с аномальным содержанием титана и марганца. Однако размеры таких тел невелики, закономерности размещения неизучены. Проявления перспективны на выявление мелких и средних месторождений железистых кварцитов. Забалансовые запасы железа составляют 0,5 млн т, прогнозные ресурсы категории P₃ – 0,5 млн т.

Токско-Алгаминский потенциальный серебро-молибдено-золоторудный район (0.7 Au, Mo,Ag/K₁,Q) на листе представлен своей крайней северной частью, на территории которой отсутствуют проявления полезных ископае-

мых. На листе N-51 молибденовое оруденение штокверкового типа молибден-порфировой формации приурочено к штокам гранодиорит-порфиров джелиндаканского комплекса. С зонами милонитизации и диафтореза связаны проявления и пункты минерализации золоторудной малосульфидной формации, иногда с молибденом [50].

9. ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Сведения о гидрогеологических условиях территории листа базируются на материалах, полученных при проведении разного рода геологических и гидрогеологических исследований, в том числе геолого-съёмочных работ. На отдельных листах выполнена гидрогеологическая съёмка м-ба 1 : 200 000. Кроме того, использованы материалы, приведенные в монографиях [6, 40 и др.], по зоне освоения вдоль трассы БАМ [38, 144], обзорных гидрогеологических и гидрогеохимических картах и др.

В соответствии со структурно-гидрогеологическим районированием [137,147] в пределах рассматриваемого листа выделяются два типа гидрогеологических структур – часть Восточно-Сибирской криогенной артезианской провинции (Сибирский сложный криогенный гидрогеологический бассейн) в границах Среднеленской моноклизы Сибирской платформы и Алдано-Становой сложный криогенный гидрогеологический массив в пределах одноименного щита. Сибирская провинция здесь включает фрагменты Якутского криогенного артезианского бассейна (I_1). В качестве структуры третьего порядка выделяется Лено-Амгинский (I_1^1), Виллойский (I_1^2), Алгаминский (I_1^3) и Юхухта-Ыллымахский (I_1^4) гидрогеологические районы. Алдано-Становой сложный криогенный гидрогеологический массив первого порядка включает Алданский (II_1) криогенные гидрогеологические массивы второго порядка и ряд структур третьего порядка (гидрогеологических районов): Гынымский (III_1^1), Токинский (III_1^2), Ытымджинский (III_1^3), Гонамо-Нуямский (III_1^4), Гувиглрский (III_1^5), Токариканский (III_1^6). Данные районы приурочены к депрессиям 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 500 мм в год). Среднегодовые температуры порядка – 9⁰С с амплитудой колебания температуры воздуха в течение года до 80⁰. Зимний период длится около 8 месяцев. Снежный покров тает в мае-июне. 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 800–1500 м и более на Алданском нагорье. Платогорья довольно сильно расчленены. V-образные долины врезаны на глубину 150–300 м. Водораз-

дельные 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. На севере и юге территории листа развита сплошная мерзлота мощностью 200–400 м. На остальной территории (долины рек Алдан, Амга, Тимптон и их притоков) развита островная мерзлота. На большей части этой территории, многолетнемерзлые породы занимают около 50 % территории при мощности до 300 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 многолетнемерзлые породы местами отсутствуют [87]. 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 района) подземные воды в верхней части разреза связаны с оттаивающим в летнее время сезонно-талым слоем мощностью до 1,5–5 м, редко более. Мощность сезонно-талого слоя определяется главным образом проницаемостью вмещающих пород, чем она выше, тем больше его мощность. Ниже по разрезу распространены подмерзлотные воды пластового типа. В пределах гидрогеологических массивов в кристаллических породах подмерзлотные воды в основном связаны с зонами разрывных нарушений, где развиты трещинно-жильные воды.

В гидрогеологическом разрезе территории выделяется 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 на участках развития островной и прерывистой многолетней мерзлоты определяется положением региональных базисов дренирования (реки Амга, Алдан, Тимптон и др.). Питание подземные воды получают на не промороженных участках водоразделов. Разгрузка их происходит преимущественно в долинах рек по разрывным нарушениям, образующим сквозные талики. Благодаря криоводоупорам воды имеют значительный напор, часто наблюдается самоизлив из скважин. Гидрогеодинамический режим этих вод заключается в увеличении напора в конце теплого периода и постепенном его снижении (до прекращения самоизлива из скважин) в меженный период в конце зимы, весной. Данная схема проявлена в бассейнах пластовых вод, распространенных в пологозалегающих осадочных породах. В пределах гидрогеологических массивов, где в кристаллических породах распространены 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 источников в долинах рек.

На территориях развития сплошной многолетней мерзлоты к верхнему гидрогеологическому этажу можно отнести сезонно-талый слой и участки подрусловых таликов.

Воды нижнего гидрогеологического этажа изучены слабо. В пределах структур артезианского типа это подмерзлотные соленые воды. В кристаллических породах гидрогеологических массивов в основном можно ожидать трещинно-жильные слабо минерализованные подземные воды.

Для данной территории выполнена гидрогеологическая стратификация разреза. Распространение основных гидрогеологических подразделений показаны на Гидрогеологической схеме (приложение 4, лист 1). Здесь на участках распространения прерывистой и островной мерзлоты, т. е. при наличии и талых и мерзлых пород, выделяются криогенно-таликовые водоносные горизонты (комплексы): палеоген-неогеновый (P-N), юрский (J), кембрийский (C) и венд-кембрийский (V-C), а также мезозойская (MZ) и архей-нижнепротерозойская (AR-PR₁) водоносные зоны трещиноватости. Кроме того, в пределах листа выходит на поверхность неогеновый (N) относительно водоупорный горизонт, а также криогенные водоупорные горизонты: палеоген-неогеновый (P-N), меловой (K), юрский (J), кембрийский (C), рифейский (R) и криогенные водоупорные зоны трещиноватости: мезозойская (MZ) и архей-нижнепротерозойская (AR-PR₁). Их перекрывает практически повсеместно плиоцен-четвертичный водоносный комплекс, часто криогенный (на схеме не показан). В молодых и современных образованиях развиты надмерзлотные подземные воды, связанные 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 элювиально-делювиальных отложений питаются в основном талыми и дождевыми водами. Водопитоки в шурфы измеряются десятками долями литра в секунду. К концу декабря или в январе водоносные горизонты полностью промерзают. Минерализация этих вод составляет 0,02–0,3 г/дм³, состав гидрокарбонатный кальциевый, натриевый, либо магниевокальциевый. На водоразделах водопроницаемые породы к концу лета полно-

стью оттаивают и постепенно дренируются. Практического 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 (Алдан, Элькон и др.), где мощность аллювия превышает 5–15 м. Мощность обводненной толщи достигает 2–10 м. Горизонт безнапорный. Дополнительным источником формирования эксплуатационных запасов являются речные воды. Притоки в скважины в долинах рек достигают 5 л/с. Режим подземных вод аллювиальных отложений крайне непостоянный и зависит от обилия воды в поверхностных водотоках.

Разгрузка вод кайнозойских отложений осуществляется либо путем проникновения в нижележащие трещиноватые и закарстованные карбонатные породы, либо путем выклинивания в русло рек, образуя в зимнее время русловые наледи. По химическому составу эти воды относятся к гидрокарбонатным магниево-кальциевым с минерализацией до 0,17 г/дм³.

Воды подрусловых потоков многих рек и ручьев могут быть использованы как источник водоснабжения.

Неогеновый относительно водоупорный горизонт. Распространен на территории листа весьма ограниченно на отдельных участках долины р. Алдан и ее притоков. Представлен в основном глинами, сугликами и супесями мощностью до 10 м. Данные по водоносности пород отсутствуют. Судя по вещественному составу и мощности можно предполагать весьма ограниченную водоносность данного горизонта. В зоне развития сплошной мерзлоты породы горизонта проморожены и образуют криогенный водоупор.

Палеоген-неогеновый водоносный криогенно-таликовый горизонт. Данный горизонт распространен на территории листа в виде весьма ограниченных участков в долине р. Алдан. Он сложен главным образом песками, галечниками, супесями с валунами и глыбами мощностью до 40 м. Данные по водоносности пород отсутствуют. В зоне развития сплошной мерзлоты (Лено-Амгинский район) породы горизонта проморожены и образуют криогенный водоупор.

Юрский водоносный криогенно-таликовый комплекс содержит в основном трещинно-пластовые и порово-пластовые подземные воды. Он распространен на крайнем северо-востоке листа в долине р. Алдан (Вилуйский гидрогеологический район). Представлен укугутской свитой нижней юры – пески, конгломераты, аргиллиты, бурые угли, песчаники слабо сцементированные с пористостью до 27% [13]. Подземные воды проявляются здесь в виде нисходящих источников. Дебиты их достигают 0,5 л/с. Воды в основном ультрапресные гидрокарбонатные магниево-кальциевые.

На большей части территории листа рассматриваемый водоносный комплекс проморожен и представляет собой **юрский криогенный водоупор**. Подземные воды в нем связаны с сезонно-талым слоем. По данным Б. В. Боровицкого [49] здесь известны источники (долина р. Мулам) с дебитом 0,01–0,5 л/с с ультрапресными (до 0,08 г/дм³) гидрокарбонатными магниево-кальциевыми водами с содержанием метакремнистой кислоты до

18 мг/дм³. Лишь в Токинском гидрогеологическом районе, где комплекс имеет мощность до 1500 м и более, сложен терригенными угленосными толщами нижней (юхтинская свита), средней (дурайская свита) и верхней юры (кабактинская, беркакитская, нерюнгриканская свиты), а также дополняется местами сверху ундыктканской свитой нижнего мела, вероятно распространение в нем подмерзлотных пресных и слабосоленых вод.

Мезозойская водоносная криогенно-таликовая зона развита в Юхухта-Ыллымахском районе и приурочен к зоне открытой трещиноватости кислых и щелочных интрузивных пород нижнего мела. Воды преимущественно трещинные низкотемпературные (0°–3°С). Водоносными в основном являются зоны дробления и вдоль контактов с вмещающими породами. По химическому составу воды пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевого. Практического значения не имеют. В центральной части листа данная зона проморожена и является **меловой водоупорной криогенной зоной**.

Кембрийский водоносный криогенно-таликовый комплекс преимущественно карбонатных отложений содержит грунтово-трещинные, трещинно-пластовые и трещинно-карстово-пластовые воды. Породы кембрия часто перекрываются юрскими водоносными отложениями и залегают на относительно водоупорных терригенно-карбонатных породах венда-нижнего кембрия или породах фундамента.

Кембрийский водоносный комплекс занимает северо-западную часть территории листа в Лено-Амгинском гидрогеологическом районе. Высокая закарстованность водовмещающих пород комплекса определяет весьма неравномерную, но значительную их обводненность. Помимо проявлений поверхностного карста в виде каров, поноров, воронок и др. широко развит и подземный карст в виде пещер и других пустот, нередко вскрываемых скважинами [87]. Мощность водоносного комплекса меняется от первых сотен метров вдоль северного обрамления Алданского щита до 1 км на северной рамке листа. На водоразделах карбонатные породы нередко сдренированы, что уменьшает мощность обводненной зоны. Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод. Разгрузка подземных вод осуществляется на контакте с подстилающими водоупорами большей частью в долинах крупных рек (Алдан, Амга и др.), свидетельством чему является весьма значительное число крупнодебитных (до 10 л/с и более) постоянно действующих источников у уреза воды в этих реках.

Водоносность кембрийских отложений наиболее изучены в Юхухта-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, Кураных, Якокит, Нимныр, 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 пресных вод в районах выхода данного комплекса на поверхность от 150 до 300 м. Воды кембрийского водоносного комплекса интенсивно используется для целей централизованного водоснабжения.

На большей части территории листа, как на севере (Лено-Амгинский гидрогеологический район), так в центре и на востоке (Гынымский и Ытымджинский гидрогеологические районы) данный водоносный комплекс находится в зоне сплошного развития многолетнемерзлых пород и представляет собой **кембрийский водоупорный криогенный горизонт** мощностью порядка 100–200 м и более. Этот горизонт отделяет подмерзлотную часть нижележащих водоносных толщ от дневной поверхности. В условиях распространения сплошной многолетней мерзлоты также отмечаются значительная водообильность пород кембрия. Так в долине р. Мал. Семжи по границе архейских пород с перекрывающими отложениями кембрия выходят подземные воды в виде нисходящих источников. Их суммарный дебит оценивается в 1000 л/с [53]. Зимой они образуют наледи больших размеров. Многочисленные источники подземных вод данного комплекса встречены в долинах рек Олдое, Ытымджи, Гонам и др. Вероятно, здесь происходит разгрузка подмерзлотных вод. На это указывают крупные наледи, незамерзающая полынья в р. Гонам, постоянство температуры вод источников 3–5⁰С. Величина сухого остатка этих вод достигает 430 мг/дм³, состав их гидрокарбонатный магниевый-кальциевый. Помимо постояннодействующих, часто встречаются и сезонные источники.

Подземные воды карбонатной толщи служат надежным источником качественного водоснабжения.

Венд-кембрийский водоносный криогенно-таликовый горизонт выходит на поверхность по обрамлению Алданского щита (Лено-Амгинский район), погружаясь на север под породы нижнего кембрия. Породы, слагающие его (юдомская серия), представлены трещиноватыми, местами закарстованными доломитами и доломитизированными известняками, глинистыми доломитами, мергелями, алевролитами, аргиллитами, песчаниками мощностью от 180 до 300 м. Мощность горизонта увеличивается в понижениях погребенного рельефа поверхности архейских пород. Трещиноватые и закарстованные породы часто обводнены. Коэффициенты фильтрации этих пород от 1,0 до 2,8 м/сут. По мнению Н. А. Вельминой и В. В. Узембло [132] 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.

Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и, реже – за счет поверхностных водотоков. Области питания приурочены к таликовым зонам. Разгрузка происходит, в основном, в долине р. Алдан, с образованием крупно-дебитных источников. Дебит скважины, пройденной на правобережье р. Алдан, составляет до 20 л/с при понижении

от 1,3 до 5 м, дебит скважины, пройденной в долине рч. Модут, – до 9,2 л/с при понижении от 2,2 до 7,7 м [53]. По данным Б. В. Боровицкого [49] дебит источников в долине р. Алдан достигал 200 л/с (источник у Татарина ручья). По химическому составу воды относятся к пресным гидрокарбонатным магниевому-кальциевым, местами развиты воды с повышенным содержанием сульфат-иона.

В пределах Алданского гидрогеологического массива породы юдомской серии часто выходят на поверхность и при мощности до 200 м практически полностью проморожены, образуя **венд-кембрийский водоупорный криогенный горизонт**

Рифейский водоупорный криогенный горизонт образован промороженными карбонатно-терригенными и терригенными отложениями мощностью до 1000 м. Горизонт широко распространен в восточной и центральной частях рассматриваемой территории (Алгаминский, Гынымский гидрогеологический район). Мощность экзогенной трещиноватости водовмещающих пород по данным на смежной территории Патомской складчатой области составляет 40–80 м, т. е. она полностью проморожена. 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. По данным Б. В. Боровицкого дебиты источников 0,1–0,3 л/с, в зонах разломов до 3–5 л/с. Воды ультрапресные (до 0,3 г/дм³) гидрокарбонатные магниевому-кальциевые. Местами повышается содержание сульфат-иона, что связано с окислением сульфидных минералов. Подмерзлотные трещинно-жильные и трещинно-карстовые воды развиты с глубины 100–200 м. Характер водоносности вмещающих их пород на территории листа не изучен. На сопредельной территории (лист О-51) 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-протерозойская водоносная криогенно-таликовая зона трещиноватости в метаморфических и изверженных образованиях фундамента распространена в западной части территории листа. На севере территории и в наложенных впадинах она перекрыта более молодыми отложениями, а на юге и в центре листа развита архей-протерозойская криогенная водоупорная зона. Водоносность пород связана с экзогенной и региональной трещиноватостью обычно до глубин 80–100 м, иногда более.

Водообильность пород невысокая. Наиболее водоносны интенсивно трещиноватые породы верхней части разреза до отметки базиса эрозии местной речной сети, а также зоны тектонических нарушений. Подземные воды приурочены к слою годовых колебаний температур, мощность которого составляет 12–24 м. Основное питание – атмосферное, а также за счет вод сезонного талого слоя на водораздельных пространствах и пологих склонах. Разгрузка этих вод происходит по тектоническим зонам и фиксируется мелкими наледями, сезонно действующими маломодебитными источниками (дебит 0,1–0,5 л/с), заболоченными участками. Дебит скважин, вскрывающих воды зоны открытой трещиноватости, составляет до 1 л/с при значительных понижениях. Дебит скважин, вскрывающих трещинно-жильные напорные воды, дости-

гает 0,8–6 л/с при понижении до 17,5 м [53], дебиты источников достигают 22–500 л/с [49].

Воды зоны открытой трещиноватости в основном ультрапресные и пресные гидрокарбонатные кальциевые и магниевые. Воды зон разломов 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 [78]. На глубинах, соответствующих региональному базису дренирования, минерализация подземных вод достигает 1–3 г/кг, а в Эльконском горсте в долине р. Курунг скважиной 27/64 в трещиноватых гранитизированных гнейсах на глубине 897,2 м вскрыты хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией 11,7 г/кг. Дебит при самоизливе скважины 0,05 л/с. В газовом составе вод здесь на глубинах более 300 м обнаружен сероводород.

Архей-протерозойская водоупорная криогенная зона трещиноватости. Развита зона в районах выхода кристаллического фундамента Сибирской платформы на поверхность, т. е. в пределах Алданского гидрогеологического массива. 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.

10. ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Специальные эколого-геологические исследования на площади листа проводилось весьма ограниченно и сводились эколого-геохимической оценке территории в рамках работ по созданию предварительной геохимической основы листа [145]. Основные сведения о эколого-геологической обстановке получены при обобщении данных различных геологических, геоморфологических карт и схем, в т. ч. материалы по зоне освоения вдоль трассы БАМ [38] 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 в пределах сочленения Сибирской платформы и Алданского щита. Важным природным фактором, влияющим на эколого-геологические условия территории, является повсеместное распространение в пределах листа зоны сплошной и прерывистой многолетней мерзлоты, мощностью в несколько сотен метров. Сезонное промерзание и протаивание пород при этом оказывает значительное влияние на их состояние и проявление различных экзогенных геологических процессов (ЭГП), в том числе солифлюкция, образование оседаний, обвалов, осыпей, криогенное растрескивание, термокарст. Глубина сезонного промерзания-протаивания здесь составляет 0,5–1,5 м достигая местами 5 м. Величина данной характеристики определяется экспозицией поверхности земли, составом и степенью дренированности слагающих пород, задернованностью и заболоченностью территории. На водоразделах здесь многолетняя мерзлота местами отсутствует, а в долинах рек и 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 среднесезонными 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 аккумулируется в речных долинах и переносится в область аккумуляции. Озерно-болотный рельеф развит весьма ограниченно в долинах крупных рек, где формирует плоскую равнину. Особенности эколого-геологических условий

территории отражены на схеме. Здесь выделяются морфоструктурные области денудационного, аккумулятивного и транзитного типа.

Денудационный тип. Морфоструктурные области данного типа занимают практически всю территорию листа. На севере листа, в пределах южного обрамления Сибирской платформы (Лено-Алданское плато), а также на юго-востоке (Токинская, Гынымская, Ытымджинская впадины и более мелкие структуры) в морфоструктурном отношении представляет собой плато (3), образованное 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 и более в Токкинском районе. Водоразделы возвышаются над уровнем крупных рек (Амга, Алдан и др.) на 100–300 м. На водоразделах господствует озёрно-увалистый ландшафт с невысокими увалами часто заболоченными. Данная территория находится в таежной зоне. Преобладает листовничная тайга. Почвы подзолистые дерново-карбонатные. Среди экзогенных процессов (ЭГП) в пределах Приленского плато преобладает поверхностный карст и суффозия. Пораженность ЭГП средняя (3–25%).

Южнее над Приленским плато воздымается Алданское (Тимптоно-Учурское) плоскогорье (2). Это плоскогорье, образованное на породах кристаллического фундамента и осадочных пород позднего протерозоя. Средние высоты составляют от 700 до 1100 м. Оно сильно расчленено, имеются многочисленные разобщенные гольцы и горные хребты (Суннагин, Калтанджур, Бруингра, Гугингра, Кет-Кап) с абсолютными высотами до 1700 м и более. Поверхности междуречий, сглаженные полого увалистые, над ними возвышаются отдельные вершины. Преобладают мягкие округлённые формы возвышенностей с куполовидными массивными вершинами гольцов, часто сплошь покрытыми каменными россыпями. Наблюдаются широкие, плоские котловины с широтным простираем, где реки имеют спокойное извилистое русло. Речные долины часто слабо врезаны, имеют плоские, заболоченные днища. Территория входит в зону таежных лесов и горной тундры. На склонах и междуречьях господствуют хвойные леса, на возвышенных водоразделах – кедровник и мохово-лишайниковой растительность. Почвы соответственно горные мерзлотно-таежные и кислые неподзолистые в сочетании с горно-подзолистыми. Горные водораздельные поверхности покрыты горно-тундровыми гольцово-дерновыми почвами, включая каменные россыпи. Среди ЭГП преобладают курумы, осыпи, суффозия. Пораженность средняя (3–25%).

На этом фоне воздымаются средние горы (Учуро-Идюмский, Алдано-Учурский и Токкинский Становик хребты), образованные кристаллическими породами фундамента (1). 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 2200 м. Территория входит в зону горной тундры и горно-таежных лесов. К горным районам приурочены следующие типы, подтипы горных почв: примитивные

каменисто-щебнистые на элювио-делювии плотных пород, подбуры тундровые, таежные и сухоторфянистые на каменисто-мелкоземистых почвообразующих силикатных породах, тундровые и подзолистые иллювиально-гумусовые на песчано-супесчаных почвообразующих силикатных породах. Среди ЭГП преобладают курумы, осыпи, солифлюкция. Пораженность ЭГП достигает сильной (3–25% и более).

Аккумулятивный тип. Область аккумуляции материала развита главным образом в пределах днищ речных долин в надпойменных террасах, представленных ниже-среднечетвертичных аллювиальных образованиях (5) и озерно-аллювиальных (6) позднечетвертичных образованиях. Их поверхность представляет собой плоскую и всхолмленную равнину, покрытую листовичным редколесьем и сфагновыми болотами. Почвы торфяные, дерново-болотные глеевые, местами подзолистые сильно гумусированные. ЭГП связаны с мерзлотными явлениями – солифлюкция, бугры пучения, а также заболоченность. Пораженность ЭГП средняя (3–25%).

Транзитный тип. Транзит материала в регионе связан главным образом с поймами крупных рек, где развит современный аллювий (4). Рельеф поверхности плоский низменной равнины покрыт еловым и листовичным редколесьем. Широко развиты кустарники, сфагновые болота. Почвы в основном торфяно-глеевые, местами подзолы. Среди ЭГП преобладает солифлюкция, бугры пучения, заболоченность. Пораженность ЭГП средняя (3–25%).

Геохимические характеристики территории изучены при подготовке опережающей геохимической основы листа [145].

На большей части листа, занятой природными тундровыми и таежными ландшафтами, освоенными по лесохозяйственному типу в комплексе с оленеводческим типом, распространено удовлетворительное эколого-геохимическое состояние. Техногенное воздействие отсутствует или выражено слабо.

Неудовлетворительное экологическое состояние составляет весьма незначительная (~1,5%) северо-западная часть площади листа. Район г. Томмот.

Основой объединения территорий в районы с определенной экологической обстановкой послужили сведения об уровне загрязнения почв (горизонт A_1) и донных отложений.

Основными источниками загрязнения природной среды рассматриваемой территории и её неудовлетворительного эколого-геохимического состояния являются природные, естественные скопления токсичных химических элементов – месторождения и связанные с месторождениями первичные и вторичные ореолы.

Общим для всех этих зон является следующее:

- устойчивый характер загрязнения,
- расположение зон в пределах ландшафтов низких гор и денудационных плато,
- соответствие состава элементов-загрязнителей геохимической специализации источников загрязнения.

На данной территории почвы и донные отложения загрязнены Hg, Cu, Zn, Pb, V, Mn, B, Cr, Ni, W (Kс от 2 до 16). Суммарный показатель загрязнения меняется от низкого (8–16) до высокого (>32). При этом основное загрязне-

ние выявлено в почвах. Уровень загрязнения донных отложений ограничен низкими значениями и проявлен на участках небольшой площади. Происхождение загрязнения природное.

Эндогенные геологические процессы. Основным процессом данного типа, определяющим эколого-геологическую обстановку в пределах листа, является сейсмическая активность. На территории листа она составляет 6–7 баллов.

Геологические опасности. Краткая характеристика эколого-геологической обстановки исследованной территории позволяет предполагать здесь довольно простую ситуацию. Этот вывод основывается на особенностях геологического строения территории, где в платформенных и активизированных условиях на поверхность выходят, главным образом, коренные кристаллические и карбонатные, реже терригенные породы. Породы на больших пространствах на значительную глубину полностью заморожены. Основное эколого-геологическое воздействие на природную среду связано с проявлением эндогенных и в меньшей мере экзогенных геологических процессов (3–25%, редко более). Большая часть листа, где преобладают природные комплексы, слабо затронутые техногенезом, характеризуется удовлетворительной эколого-геологической обстановкой. Лишь в районах с наличием горнодобывающих техногенных комплексов и широким распространением природной рудной минерализации выявлена напряженная и кризисная обстановка.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Территория листа О-52 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 5 листах. 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 геолого-структурного районирования.

В соответствии с Актуализированной Алдано-Забайкальской СЛ упорядочено расчленение интрузивных образований от архея до мезозоя и внесены необходимые дополнения и изменения в нее.

Впервые за последние годы составлена карта четвертичных образований в Сибирско-Дальневосточном регионе, отразившая современный взгляд на структуру, условия формирования, стратиграфию четвертичных отложений.

Впервые на территорию листа составлена Геоморфологическая схема в масштабе 1 : 2 500 000.

На карте полезных ископаемых показаны все месторождения и проявления полезных ископаемых, наиболее важные шлиховые и литохимические ореолы рассеяния.

В тексте Объяснительной записки охарактеризованы наиболее интересные месторождения и проявления золота, железа, каменного угля и других полезных ископаемых, определяющих экономический потенциал региона.

Дана характеристика состояния минерально-сырьевой базы региона. Выделены ведущие рудно-формационные и генетические типы месторождений, эпохи рудообразования, приведены качественные оценки ресурсного потенциала. Внесены предложения и рекомендации по проведению поисковых – масштаба 1 : 50 000 и геолого-съемочных работ масштаба 1 : 200 000, выделены прогнозируемые рудные узлы, оценка которых может привести к расширению сырьевой базы региона.

Переоценен минерально-сырьевой потенциал, выделенных рудных узлов и районов, на основе нового минерагенического районирования (Приложение 3). Подсчитан минерагенический потенциал с учетом геологических и мине-

рагенических факторов, проведены количественная и геолого-экономическая оценка ресурсного потенциала по состоянию на 1.01.2014 г. (Приложение 4).

Составлены базы данных: полезных ископаемых, радиологических определений возраста пород и подсчитанных ресурсов рудных районов и узлов.

Выдвинуты рекомендации по проведению дальнейших геологических работ, нацеленные на геологическое доизучение территории листа и поиск новых месторождений полезных ископаемых.

Рекомендуется провести ГДП-200 (листы О-52-XXVI,-XXVII) для решения основных геологических задач по уточнению возраста, вещественного состава мезозойских интрузивных комплексов, с которыми парагенетически связано формирование золотого оруденения в пределах изучаемой площади. Гидротермально-метасоматических преобразований пород, сопутствующих оруденению. Кроме того, будут решены металлогенические задачи – локализация участков, 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 (тип «лебединский», «гора Рудная»).

На территории Ломамского ПРП известно 14 рудопроявлений коренного золота и более 200 пунктов минерализации (средние содержания золота составляют 2,4 – 10,6 г/т), которые приурочены к участкам прожилкового окварцевания и кварцевым жилам с сульфидами. Прогнозные ресурсы ПРП по категории P_3 оценены в 189 т.

Рекомендуется провести ГДП-200 (листы О-52-XXXIV) для решения основных геологических задач по уточнению возраста, вещественного состава кислых мезозойских интрузивных комплексов, с которыми парагенетически связано формирование золотого оруденения в пределах изучаемой площади. Гидротермально-метасоматических преобразований пород, сопутствующих оруденению. Кроме того, будут решены металлогенические задачи – локализация участков, 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 (тип «лебединский», «гора Рудная»).

На территории Нингамского ПРУ известно 2 рудопроявления коренного золота и ряд пунктов минерализации (средние содержания золота составляют 7–10 г/т), которые приурочены к метасоматитам кварц-серицитовой ассоциации с висмутсодержащим галенитом, сложными сульфидами, сульфосолями, сульфотеллуридами и продуктами их окисления. Прогнозные ресурсы ПРП по категории P_3 оценены в 120 т.

Рекомендуется провести ГДП-200 (листы О-52-XXX) для решения основных геологических задач по уточнению возраста, вещественного состава арбарастахского плутонического комплекса пироксенитового с карбонатитами, щелочных даек ручья Арбарастах с которыми парагенетически связано формирование редкометалльного и редкоземельного оруденения в пределах

изучаемой площади. Расчленение и уточнение возраста раннедокембрийских образований.

Кроме того, будут решены металлогенические задачи по уточнению на новой геологической основе границ и ранга известного Арбарастахского уран-редкоземельно-редкометалльного узла и вновь выявленных зон, районов и узлов, перспективных на обнаружение редкометалльного, редкоземельного и уранового оруденения; выявлению ведущих факторов эндогенного рудообразования и поисковых признаков локализации редкометалльного, редкоземельного и уранового оруденения известных и нетрадиционных типов. Определение закономерностей размещения проявлений полезных ископаемых и прогнозная оценка территории.

Локализация площадей, перспективных на редкометалльное, редкоземельное и урановое оруденение жильно-штокверкового гидротермального типа, локализованного в щелочно-ультраосновных массивах центрального типа. Оценка прогнозных ресурсов категории P_3 редких металлов, редкоземельных элементов и урана с составлением паспортов на перспективные объекты. Разработка рекомендаций по проведению дальнейших поисковых работ.

Прогнозные ресурсы ПРР по категории P_3 оценены в 120 тыс. т Nb_2O_5 и 368 тыс. т ΣTR_2O_3 .

Остаётся 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 и противоречивы. Необходимо провести большую работу по расчленению на комплексы интрузивных докембрийских образований, определению их формационной принадлежности и рудоносности.

Необходимы работы по выявлению изучению ареалов распространения ультра-основных образований, определению их перспективности на обнаружение МПГ и золотого оруденения «пинигинского типа». Особого внимания заслуживает Модутско-Междуреченская потенциальная золоторудная зона. Для изучения ее минерагенического потенциала данного района необходимо привлечение нестандартных дистанционных методов.

В целом, проведенные работы по созданию комплекта Госгеолкарты 1000/3 позволили предложить решения геологических проблем, обеспечивающих расширение минерально-сырьевого потенциала территории листа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Беляев Г.М., Рудник В.А.* Формационно-генетические типы гранитоидов. – Л.: Недра, 1978. 168 с.
2. *Билибина Т.В., Даикова А.Д. и др.* Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой). – Л.: Недра, 1967. 264 с.
3. *Великославинский С.Д.* Метабазальтиты высоко метаморфизованных комплексов раннего докембрия Алдано-Станового щита; петролого-геохимическая характеристика и геолого-тектоническая интерпретация. Автореф. дисс. докт. г.-м.н., Санкт-Петербург, 1998.
4. *Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи, Алданский щит. 2006, т. 14, № 1, с. 25-43.
5. *Вельмина Н.А.* Тимптонские источники. Изв. ВУЗов, Геология и разведка, №6, 1960. с.75-86.
6. *Вельмина Н.А., Узембло В.В.* Гидрогеология Центральной части Южной Якутии. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. 180 с.
7. *Воробьев К.А., Лесняк В.В.* Отчет о результатах проведения ГМК – 200 на территории Лемочи-Олдонгсинской металлогенической зоны (Листы О-51-ХІХ, ХХ, ХХV, ХХVI) за 2004-2008 гг. – Якутск, 2008.
8. Восточная Сибирь // Геология и полезные ископаемые России. Т.3 – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 396 с.
9. Геологическая карта зоны БАМ. Лист О-51-Г. Масштаб 1 : 500 000. Гл. ред. Бельтнев Е.Б., Тихомиров И.Н. – Л.: картфабрика ВСЕГЕИ, 1984. 428с.
10. Геологическая карта региона БАМ масштаба 1 : 1 500 000. Объяснительная записка. Амантов В.А., Белетнев Е.Б., Заболоцкий Е.М., и др. – Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1979. 83 с.
11. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-51-VI. Гиммельфарб Г.Б., Белоножко Л. Б., Заборский Ю.В. – М.: ВАГТ, 1970, 1971. 101 с.
12. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-52-ХХХV. Сост. Гольденберг В. И., Попов М. Я., Самозванцев В. А. Ред. Дзевановский Ю.К. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. Объяснительная записка. Сост. Гольденберг В. И. Ред. Дзевановский Ю. К. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. 72 с.
13. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-52-ХІІ. Объяснительная записка / Сост. Лобанова А.Ф., Потапов С.В. – М., 1986. 68 с.
14. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-52-ХХІІ. Объяснительная записка / Сост. Леонова Ф.Р. – М., 1980. 71 с.
15. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-52-ХХІІІ. Объяснительная записка/ Сост. Леонова Ф.Р., Маклецов Ю.М. – М., 1981. 91 с.
16. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-52-ХХV. Объяснительная записка / Сост. Луконина В.А. – М., 1980. 102 с.

17. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-52-XXXVI. Объяснительная записка / Сост. Мокроусов В.А., Князев О.Т. – М.: Изд-во «Недра», 1965. 81 с.
18. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-52-XXXIII. Объяснительная записка / Сост. Шпак Н.С. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. 65 с.
19. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-52-XXXII. Объяснительная записка / Сост. Архангельская В.В. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. 75 с.
20. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-52-XXXI. Объяснительная записка / Сост. Кац А.Г. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. 65 с.
21. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-53-XXXI. Объяснительная записка / Сост. Шенкман Я.Д., Гаген-Торн Г.Ю. – М., 1973. 117 с.
22. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-53-XXV. Объяснительная записка / Сост. Шпак Н.С. – М., 1976. 98 с.
23. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-52-XV. Объяснительная записка / Сост. Телега Н.С. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. 60 с.
24. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-52-XVI. Объяснительная записка / Сост. Леонова Ф.Р., Маклецов Ю.М. – М.: Изд-во «Недра», 1966. 71 с.
25. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-52-XVII. Объяснительная записка / Сост. Леонова Ф.Р., Маклецов Ю.М. – М., 1980. 86 с.
26. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-52-XXI. Объяснительная записка / Сост. Луконина В.А. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. 69 с.
27. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-52-XXX. Объяснительная записка / Сост. Зеленко Н.Д. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. 66 с.
28. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-52-XVIII. Объяснительная записка / Сост. Леонова Ф.Р., Чилин О.Х. – М., 1981. 84 с.
29. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-52-XXIV. Объяснительная записка / Сост. Самозванцев В.А. – М.: Изд-во «Недра», 1966. 59 с.
30. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-52-XXXIV (Алгома). Объяснительная записка / Сост. Долгих Т.С. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. 71 с.
31. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-51-XXX с объяснительной запиской. Автор Телега Н.С. – М.: Госгеолтехиздат, 1963.
32. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-52-XIX. Авт. Сикач Б.А. Ред. Дзевановский Ю.К. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. Объяснительная записка. Авт. Сикач Б.А. Ред. Дзевановский Ю.К. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. 80 с.
33. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-52-XXVIII. Авт. Юшманов В.В., Фрумкин И.М. – М.: «Аэрогеология», 1977. Объяснительная записка. Сост. Юшманов В.В., Фрумкин И.М. – М.: «Аэрогеология», 1979. 80 с.
34. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-52-XXXVI. Сост. Долгих Т.С. Ред. Дзевановский Ю.К. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. Объяснительная записка. Сост. Долгих Т.С. Ред. Дзевановский Ю.К. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. 74 с.
35. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-52-XX. Авт. Сикач Б.А. Ред. Дзевановский Ю.К. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. Объяснительная записка. Сост. Сикач Б.А. Ред. Дзевановский Ю.К. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. 72 с.
36. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Амгинская. Лист О-52-IV. Сост. Зарубин А.С., Гутман Г.М. 1983.
37. Геологическая карта Якутии масштаба 1 : 500 000 с объяснительной запиской. – Якутск, 2001. 24 с.
38. Геология зоны БАМ. Т. 2. Гидрогеология и инженерная геология. – Л.: Недра, 1988. 447 с.

39. Геология СССР. Том XLII (42). Южная Якутия. Часть 1. Геологическое описание. – М.: Недра, 1972. 496 с.
40. Гидрогеология СССР. Т. XX. Якутская АССР. – М.: Недра, 1970. 384 с.
41. Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. – Л.: Наука, 1973. 128 с.
42. 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.
43. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (2-е изд). Серия Алданская. Лист О-52-VII (Томмот). Объяснительная записка. Сост. Утробин Д.В., Шевченко В.И., Воробьев К.А., Шумбасова Г.А. Ред. Утробин Д.В., Хотина Е.Б. – СПб, 2002. 275 с.
44. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (2-е изд). Серия Алданская. Лист О-52-XIII (Ыллымах). Объяснительная записка. Сост. Утробин Д.В., Воробьев К.А., Хотина Е.Б., Шумбасова Г.А. Ред. Утробин Д.В. – СПб, 2002. 260с.
45. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (2-е изд). Серия Амгинская. Листы Р-52-XXXI (верховье р. Кюнгкой), Р-52-XXXII (Улу), О-52-I (устье р. Нёгучей), О-52-II (Верхняя Амга). Объяснительная записка. Сост. Щербаков О.И., Мендель В.А. и др. Ред. Заусаев А.Ф. – СПб, 2001.
46. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист О-50 (Бодайбо). Объяснительная записка. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 495 с.
47. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (2-е изд). Лист О-51-XII. Объяснительная записка. Сост. Воробьев К. А., Курбатов А. В. Ред. Карелин В. В. – СПб, 2000.
48. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (2-е изд). Лист О-51-XXVIII. Объяснительная записка. Сост. Кардаш Е.А., Ред. Сафонов А.М. – Чульман, 2002.
49. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000, новая серия, лист О-52,(53) (Томмот) и объяснительная записка; отв. редактор Миролюк Е.П. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1986, 1989. 126 с.
50. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист N-52 (Зея). Объяснительная записка. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 326 с.
51. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000, новая серия, лист О-(50),51 (Алдан) и объяснительная записка; отв. редактор Миролюк Е. П. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 428 с.
52. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (2-е изд). Лист О-51-XVIII. Объяснительная записка. Сост. Воробьев К.А., Шумбасова Г.А., Ред. Максимов Е. П., Хотина Е. Б. – СПб, 2001.
53. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Лист О-52-XXVII Серия Алданская. Объяснительная записка. Сост. Телега Н.С. Ред. Лагздина Г.Ю. – Москва, 1979. 98 с.
54. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (2-е изд). Серия Амгинская. Лист О-52-I (устье р. Нёгучей). Объяснительная записка. Сост. О.И. Щербаков, Мендель В.А., Заусаев А.Ф. 2001.
55. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (2-е изд). Серия Амгинская. Лист О-52-II (Верхняя Амга). Объяснительная записка. Сост. Щербаков О.И., Мендель В.А., Заусаев А.Ф. 2001.
56. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист N-51 -Сковородино. Объяснительная записка. Петрук Н.Н., Шилова М.Н., Козлов С.А. и др. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2006.

57. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Объяснительная записка к листу О-52 (Томмот). Ред. Дзевановский Ю. К. – Госгеолиздат, 1950. 56 с.
58. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист О-53-VII. Серия Алданская. Объяснительная записка. Потапов С.В., Лобанова А.Ф. – М.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1981. 64 с.
59. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист О-53-XIII. Объяснительная записка. Жукова Е. Г. – М.: Аэрогеология, 1977. 54 с.
60. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Майская. Лист О-53-IV. Объяснительная записка. Неволин Б. С. – М.: Союзгеолфонд, 1982. 87 с.
61. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист О-52-XI. Объяснительная записка. Сост. Манукян А.М., Потапов С.В. Ред. Лагздина Г.Ю. – Москва, 1986. 64с.
62. *Гурьев К. Н.* Якутский Клондайк – Золотой Алдан... – Историко-географический, культурологический журнал «Илин», №2 (43), Якутск, 2005.
63. *Дик И.П.* Древнее оледенение Токинского становика (Южная Якутия) – М.: Наука, изв. АН СССР. Сер. Геогр., 1974, № 1, с.96-100
64. Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А.Ф. и др. Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1986. 276 с.
65. *Дымович В.А., Васькин А.Ф., Опалихина Е.С. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист О-53 – Нелькан. Объяснительная записка. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012 г.
66. *Дядькина И.Я. Орлова М.П.* Месторождения флогопита (закономерности размещения и условия образования). – Л., Недра, 1976, с. 215.
67. *Еникеев Ф.И., Потемкина В.И., Старышко В.Е.* Стратиграфия и эволюция климата и растительности позднего кайнозоя Северного Забайкалья. – Новосибирск: Академическое издательство «ГЕО», 2013. 131 с.
68. *Еремеев Н.В.* Вулкано-плутонические комплексы калиевых щелочных пород М.: Наука 1984.-136 с.
69. *Зверев В.Н.* Краткий отчет о геологических исследованиях в долине р. Алдана. – Изд. Геолкома, 1913, т. 32, № 4, с. 363–404.
70. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сейсмоструктура Олекмо-Становой сейсмической зоны (Южная Якутия). – Литосфера. 2005. № 2. с. 21-40.
71. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сейсмоструктура Якутии. – М.: ГЕОС, 2000. 225 с.
72. *Искандерова А.Д., Неймарк Л.А., Слуцкий Ю.А. и др.* Новые данные по расчленению Алданского докембрия // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М., 1980.
73. *Казанский В.И.* Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений М., 1971.
74. Карта перспективной оценки минеральных ресурсов территории СССР масштаба 1 : 7 500000. Авт. Дядькина И.Я., Орлова М.П. Ред. Щеглов А.Д. Объяснительная записка. Авт.: Дядькина И.Я., Орлова М.П. Ред. Щеглов А.Д. – Л.: «Аэрогеология», 1976. 25 с.
75. Карта полезных ископаемых СССР масштаба 1 : 1 000 000. Сост.: Дзевановский Ю. К., Михайлова К.В. Ред. В. И. Серпухов. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. Объяснительная записка. Сост. Дзевановский Ю.К. Ред. Серпухов В.И. – М.: Недра, 1964. 20 с.
76. *Кицул В.И., Шкодзинский В.С.* Гранулитовая фация Алданского щита // Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия: МГК. 25-я сес. Докл. сов. геол. – М.: Наука, 1976.
77. *Кицул В.И.* Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита // Метаморфические пояса СССР. – Л.: 1971. с.71-91.
78. *Климов Г.И.* О вертикальной гидрогеохимической зональности в кристаллических породах Алданского щита/ Геохронологические и гидрогеологические исследования Сибири. – Якутск, 1972, с 135-158.

79. Ковач В.П., Великославинский С.Д., Котов А.Б. и др. Sm-Nd изотопная систематика кислых метавулканитов фёдоровской толщи Алданского щита (район среднего течения р. Тимптон). – ДАН РАН, 1996б, т. 347, №2, с. 236-238.
80. Ковач В.П., Котов А.Б., Берёзкин В.И. и др. Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита: Sm-Nd изотопные данные. Стратиграфия и геологическая корреляция. 1999, т. 7, № 1, с. 3-17.
81. Ковач В.П., Котов А.Б., Берёзкин В.И. и др. Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита: Sm-Nd изотопные данные. Стратиграфия и геологическая корреляция, 1999, т. 7, № 1, с. 3-17.
82. Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Sm-Nd изотопная систематика кумранской толщи иенгской серии Алданского щита. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996а, том 4, № 3, с. 3-10.
83. Комплект карт геофизической основы Геологической карты Российской Федерации.
84. Кононова В.А., Первов В.А. и др. Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис. Геотектоника, 1995, N3.
85. Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам/Петрология. 1995а, № 3, с. 99-110.
86. Котов А.Б., Козаков И.К., Бибикина Е.В. и др. Продолжительность эпизодов регионального метаморфизма в областях полициклического развития эндогенных процессов: результаты U-Pb геохронологических исследований. Петрология. 1995б, т. 3, № 6, с. 622-631.
87. Кудрявцев В.А. Гл. ред. Южная Якутия. Мерзлотно-геологические условия Алданского горнопромышленного района. – М.: Изд-во МГУ, 1975. 444 с.
88. Лицарев М.А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. 166 с.
89. Магнушевский Э.Л. Полиформационный мезозойский Нингамский плутон (Алданский щит) – Геология и геофизика. 1976, № 2, с. 135–138.
90. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Виллоевского авлакогена. – М.: Недра, 1975. 182 с.
91. Матвеев А.В. (отв. исп.). Отчет о результатах работ за 2006–2009 гг. по Государственному контракту № 7 от 28.04.2006 г. «ГМК-200 листов 0-53-XI-XII на золото и серебро (Горбинская площадь)». – Хабаровск, 2009. ДВ ТФИ.
92. Машковцев Г.А. и др. Уран Российских Недр. – М.: Изд. ВИМС, 2010. 850 с.
93. Металлогеническая карта Алданского щита масштаба 1 : 500 000. Авт.: Балашова З. Н., Дашкова А.Д. и др. Ред. Билибина Т.В. – Л.: «Аэрогеология», 1968. Объяснительная записка. Авт.: Билибина Т.В., Балашова З.Н., Дашкова А. Д. Ред. Билибина Т. В. – Л.: «Аэрогеология», 1971. 84 с.
94. Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогопита. – Новосибирск: Наука, 1975. 149 с.
95. 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.
96. Минерагеническая карта России масштаба 1 : 5 000 000. Гл. редакторы: Петров О.В., Морозов А.Ф., Михайлов Б.К. Отв. редакторы: Шатов В.В., Феоктистов В.П., Межеловский Н.В., Гусев Г.С. – ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского», 2006 г.
97. Миронюк Е.П., Малич Н.С., Мошкин В.Н.. Докембрийские рудоконтролирующие структуры Сибири и Дальнего Востока. – В кн.: Металлогения раннего докембрия СССР. Л., Наука, 1984 г., с. 155-163.

98. *Миронюк Е.П., Тимашков А.Н., Чухонин А.П. и др.* Хроногеологические исследования фундамента Сибирской платформы. // Региональная геология и металлогения. 1996, № 5, с. 98-110.
99. *Митрофанов Ф.П.* Ред. Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона (структура, состав, процессы). – Л.: Наука, 1987. 309 с.
100. *Мокшанцев К.Б., Гусев Г.С., Петров А.Ф.* Геологические критерии сейсмичности территории Якутской АССР // Сейсмическое районирование Якутии и сопредельных территорий. – Якутск, 1975. С. 47 – 64.
101. *Молчанов А.В.* (отв. исп.) Окончательный геологический отчет о результатах работ за 2008 – 2011 гг. «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». – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011 г.
102. *Муртазаев С.М.* Петрология флогопитовых магнезиальных скарнов. – Якутск: книжн. изд-во, 1974. 172 с.
103. *Мухин В.Н.* (отв. исп.) Отчет о результатах работ за 2012-2014 гг. «Уточнение границ тектонических и геологических элементов Урала, Сибири и Дальнего Востока (по данным глубинных геофизических исследований) с созданием и актуализацией модели глубинного строения Урала, Сибири и Дальнего Востока» в рамках объекта ФГУП ГНЦ РФ «ВНИИгеосистем» «Создание модели глубинного строения Урала, Сибири и Дальнего Востока масштаба 1 : 5 000 000 в рамках международного проекта «3D геологические структуры и металлогения Северной, Центральной и Восточной Азии» по новейшим геолого-геофизическим данным». – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2014.
104. *Неелов А.Н., Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. и др.* Метаморфические фации зоны Байкало-Амурской магистрали. – Л.: Наука, 1987. 75 с.
105. Объяснительная записка к структурно-формационной карте северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса масштаба 1 : 1 500 000. Под. ред. Красного Л.И. – Л., 1973. 304 с.
106. Объяснительная записка к тектонической карте Сибирской платформы масштаба 1 : 1 500 000. Ред. Малич Н.С. – Л., 1980. 192 с.
107. *Парфенов Л.М., Кузьмин М.И.* Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
108. *Реутов Л.М.* Докембрий Центрального Алдана. – Новосибирск: Наука, 1981. 184 с.
109. *Рудник В.А.* Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. – Л.: Недра, 1975. 318 с.
110. Семихватов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея М.: Наука 1983 – 224 с.
111. *Серезжников А.Н., Волкова Ю.Р., Яшинов А.Л. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-52 – Зея. Объяснительная записка. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007.
112. *Смелов А.П.* Отчет о результатах работ по теме «Раннедокембрийские кристаллические комплексы и геодинамика Тыркандинской зоны тектонического меланжа» за 2010-2011 год. – Якутск, 2011.
113. *Стогний В.В., Стогний Г.А.* Тектоническая расслоенность Алдано-Станового геоблока. – Новосибирск: Наука, 1997. 151с.
114. Стратиграфический кодекс России. Издание третье. СПб: Издательство ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
115. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа). – Москва, 2009.
116. *Фотиев С.М.* Подземные воды артезианских бассейнов Южной Якутии. // Методика гидрогеологических исследований и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. – М.: Изд-во АН СССР, 1966. с. 245- 256.

117. *Фотиев С.М.* Подземные воды и мерзлые породы Южно-Якутского угленосного бассейна. – М.: Изд-во АН СССР, 1965. 231 с.
118. *Хотина Е.Б.* О практическом значении диагностики мореноподобных толщ горных районов юга Якутии. В кн.: Современное и древнее оледенение равнинных и горных районов СССР. – Л., 1978. с. 104-113.
119. *Хотина Е.Б.* Окончательный отчет по договору 263 (111) «Составление рабочей легенды карты России масштаба 1 : 200 000 (новая серия) листов О-51-ХП, О-51-ХVIII, О-52-VII, О-52-ХIII (центральная группа Западно-Алданской серии листов)». – Фонды ГПП «Алдангеология», 1995.
120. *Хотина Е.Б., Жежель О.Н., Ромм Г.М.* Кайнозойские отложения Алдано-Амгинского стратотипического района Южной Якутии. В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. – Л., 1987. С. 44-51.
121. *Чемеков Ю.Ф.* Проблемы четвертичного оледенения Северо-Востока СССР и Дальнего Востока СССР. – Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1961, т.64. С. 51-68
122. *Черкасов Р.Ф.* Архей Алданского щита. – М.: Наука, 1979. 160 с.
123. *Шемакин В.М. и др.* Уникальные месторождения докембрия М., 1998.-71 с.

Фондовая

124. *Абисалов Э.Г.* О геолого-геохимических работах по оценке перспектив района верхнего Учюра на редкие элементы. – Благовещенск, 1964. ВГФ.
125. *Амарский В. Г., Брейдо А.И. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Ломамского района Якутии (отчет Ломамской партии за 1971–1974 гг.). – ОФ ЮЯКЭ, 1974.
126. *Борзых С.Д., Сахаутдинов Р.Х.* Отчет по теме «Переоценка прогнозных запасов углей по Южно-Якутскому каменноугольному бассейну». – ОФ ЮЯКЭ, 1979.
127. *Брейдо А.И.* Государственная геологическая карта листов Оюмракского флогопитоносного района масштаба 1 : 50 000 (листы 0-52-85-Г: 0-52-86-В; 0-52-97-А Б. В. Г; 0-52-98-А, Б). – ОФ ЮЯКЭ, 1966.
128. *Мокроусов В. А., Чилин О. Х., Князев О.Т. и др.* Геологическое строение южной части листа О-52-XXII, южной и восточной частей листа О-52-XXIII (отчет о геолого-съёмочных работах масштаба 1 : 200 000 Гынымской партии за 1963 г.). – ОФ ЮЯКЭ, 1964.
129. *Васюкович С.С.* Геологический отчет, ТЭД, ТЭО, ТЭС «Отчет аэропартии №35 Таежного ПГО по Центрально-Алданскому объекту за 1987-1991 гг. «Оценка перспектив ураноносности центральной части Алдано-Станового щита на основе геолого-прогнозных работ масштаба 1 : 500 000, 3кн., 10п. – Дальневосточный ФО, Хабаровск, 1991 г. 656с.
130. *Векслер А.С., Ларионов М.П., Первухин М.П. и др.* Изучение возможностей замены мусковита флогопитом при производстве радиодеталей (отчет). Иркутский гос. ун-т им. А.А. Жданова. Науч. – исслед. ин-т прикладной физики. – Иркутск, 1971. с. 446.
131. *Великославинский С.Д., Мангушевский Э.Л.* Информационный отчет по договору 1423424/621д. «Разработать и внедрить петрологические критерии расчленения и корреляции докембрийских магматических образований Центрально-Алданской серии листов Госгеолкарты-50». В 2-х томах. Фонды ГПП «Алдангеология», 1990.
132. *Вельмина Н.А., Узембло В.В.* Сводный отчет Алданского мерзлотно-гидрогеологического отряда по работам 1951-1953 гг. – Якутск, 1954.
133. *Ветлужских В.Г., Ветлужских Т.В., Чукурна В.Д. и др.* Золотоносные районы крайнего юга Якутии и части Амурской области (окончательный отчет о работе по теме «Металлогения Северо-Становой провинции за 1966–1968 гг.»).- ОФ ЮЯКЭ, 1969.
134. *Ветлужских В.Г.* Золотое оруденение эпохи мезозойской тектоно-магматической активизации Алдано-Становой провинции. // Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. – Москва-Якутск, 1990.

135. *Ветлужских В.Г., Дик И.П., Николаев С.Н. и др.* Отчёт по камеральным ревизионным работам по золоту в Южной Якутии вблизи Байкало-Амурской магистрали за 1975-1981 гг. Южно-Якутская ревизионная партия. В 4-х томах. – Фонды ГПП «Алдангеология», 1981.

136. *Гамалея Ю.Н., Егоров И.Н., Канаев Е.П., и др.* Отчет: Геолого-съёмочные и поисковые работы масштаба 1 : 50 000: листы О-53-125-В, Г: О-53-126-В; О-53-137-А, Б; О-52-138-А. – ОФ ВСЕГЕИ, 1969.

137. ГИС-атлас карт гидрогеологического содержания территории Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000. – М., ВСЕГИНГЕО, 2008.

138. *Дзевановский Ю.К.* Геология Алданской плиты. – Рукопись, фонды ЮЯКЭ, 1952.

139. *Егин В.И., Шевченко В.И.* Отчет о геолого-съёмочных работах масштаба 1 : 50 000 на площади листов О-52-69-Б, Г и О-52-70-А, Б., проведенных Мугусканской партией в 1962–1963 гг. – ОФ ТУКЭ, 1963.

140. *Есилов А.В., Сорокка В.Т.* Геологическое строение и полезные ископаемые верхнего течения р.Сутам. Отчет Тас-Юряхской партии о результатах групповой геологической съёмки масштаба 1 : 50 000 на площади листов О-52-135-А,Б,В,Г и геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 на площади листов N-52-15-В-а,б, проведенных в 1983-87 гг. (в 3-х томах). – Якутскгеология, Чульман, 1989.

141. *Забелин Г.Г., Гомзинов Б.А. и др.* Отчет о геолого-съёмочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1968–1971 гг. Томптоканской партией на площади Томптоканского рудного узла. – ОФ ТУКЭ, 1972.

142. *Зверев В.Н.* Краткий отчет о геологических исследованиях в долине р. Алдана. – Изв. Геолкома, 1913, т. 32, № 4. С. 363–404.

143. *Кардаш Е.А.* Отв.исп. Отчет о результатах работ, выполненных в 2009-2011 гг. по объекту ГДП-200 листа О-52-ХІV (Усть-Тимптонская площадь) / В 2 –х томах, 4-х книгах и 1-й папке: том 1, книга 1. г. – Якутск, 2011. 289 с.

144. *Козловский Е.А.* Геология зоны БАМ. Т. 1. Геологическое строение. Т. 2. Гидрогеология и инженерная геология. Гл. редактор Е.А. Козловский. – Л.: Недра 1988 г. 443 с, 447 с.

145. *Криночкин Л.А. и др.* Отчет по объекту «Создание комплектов прогнозно-геохимических карт масштаба 1 : 1 000 000 для основных минерагенических зон России» (в 27 томах, том 20, книга 1, текст отчета). Результаты работ на листе О-51 (Алдан). – М., 2006. 185 с.

146. *Куке А. И.* Геология и полезные ископаемые бассейна верхнего течения рек Алгма и Нуям. (Отчет по работам Алгоминской партии Гынымской экспедиции треста «Якутзолото» за 1945 г.). – Фонды треста «Якутзолото», 1946.

147. *Куренной В.В., Пугач С.Л. (Отв. исп.)* Отчет по результатам работ по объекту «Гидрогеологическое районирование территории Российской Федерации и подготовка схем гидрогеологической стратификации по гидрогеологическим структурам I и II порядка». ОАО «Центргеология». – М., 2004 г. 210 с. (ФГУНПП Росгеолфонд).

148. *Лосев А.Г., Лосева С.Е., Лобанова А.Ф., и др.* Материалы к государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 50 000. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов верхнего течения рек Тараннах, Буор, Улахак-Латаа (центральная и южная части листа О-53-74-Г). – ВГФ, 1966.

149. *Лошак Н.П. и др.* Отчет по результатам работ за 2005 год по объекту «Составление специализированных геологических основ прогнозных на уран карт масштаба 1 : 500 000 – 1 : 1 000 000 и сопутствующих материалов на территорию восточной части Алданского щита» в 2-х книгах. – Хабаровск, 2005. 80с.

150. *Максимов Е.П., Карелин В.В., Уютов В.И.* Мезозойские магматические породы Алданского щита (Отчет по теме: Геология и металлоносность мезозойского магматического комплекса Алданского щита). – Фонды ГПП «Алдангеология», 1969.

151. *Мильто А.Н., Ельянов А.А.* Геология и полезные ископаемые месторождения Кондер. – ОФ ВСЕГЕИ, 1958.

152. *Митрофанова Н.Н. и др. Сост. Митрофанов Г.Л.* Легенда Алдано-Забайкальской серии листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). – Иркутск, 2009.
153. *Мокроусов В.А., Князев О.Т., Чилия О.Х. и др.* Геологическое строение бассейнов левых притоков р. Гыным, рек Илии, Ылалбына, Сеймдъс, Курунла (отчет Гынымской партии о геолого-съёмочных работах масштаба 1 : 200 000 за 1962 г.). – ОФ ЮЯКЭ, 1963.
154. *Молчанов А.В.* Металлогения урана Алданского и Анабарского шитов // Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. – СПб, 2004.
155. *Молчанов А.В.* Металлогения урана центральной части Алданского шита. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. – Л., ВСЕГЕИ, 1985.
156. *Орлова М.П., Шнай Г.К., Шаденков Е.М.* Петрология и металлогеническая специализация гетерогенных щелочных массивов Алданского шита. Т. 2. – ОФ ВСЕГЕИ, 1977.
157. Отчет о результатах проведения ГМК – 200 на Дес-Хатыминской площади (листы О-51-XXIII, -XXIV) за 2005-2008 гг. Листы О-51-XXIII, О-51-XXIV, Республика Саха (Якутия). – Алдан, 2008. (Росгеолфонд, Сахагеоинформ, филиал Алданский ГУГПП РС(Я) «Якутскгеология»).
158. *Пачерская И.А., Минаков В.С., Утробин Д.В., и др.* Геологический отчет, ТЭД, ТЭО, ТЭС «Отчет Иенгрской партии о результатах ГДП м-ба 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 1987-92 гг., 3кн., 2п. – «Алдангеология», Алдан, 1992. 881с.
159. *Петрук Н.Н.* отв. исп. Актуализированная легенда Становой серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). – ФГУП ВСЕГЕИ, ФГУП «Дальгеофизика», ОАО «Амургеология», Хабаровск, 2008.
160. *Смелов А.П., Зедгезинов А.Н., Парфенов Л.М., Тимофеев В.Ф.* Докембрийские террейны Алдано-Станового шита. Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. (Материалы II Всероссийского металлогенического совещания). – Иркутск, 1998.
161. *Соломатин Г.Б.* Геологический отчет, ТЭД, ТЭО, ТЭС «Оценка перспектив ураноносности Центральной и Восточной частей Алданского шита на основе прогнозно-геологических работ масштаба 1 : 500 000 – отчет о результатах работ по Алданскому объекту за 1995-1999 гг., 1кн., 2п. – Дальневосточный ФО, Хабаровск. 351с.
162. *Старосельцев В.С., Сальников А.С., и др.* Геологический отчет, ТЭД, ТЭО, ТЭС «Создание опорного геолого-геофизического профиля 3-ДВ (Южный участок). Завершение объекта». 5кн., 2п., 8м.н. – ФГУП «СНИИГГиМС, Новосибирск, 2010. 1101с.
163. *Утробин Д.В., Максимов Е.П., Хотина Е.Б.* Легенда Алданской серии листов Государственной Геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе) с объяснительной запиской. – Алдан, 2000. 84 с.
164. *Уютов В.И., Максимов Е.П.*: Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового шита. Отчет по теме «Мезозойские магматогенно-рудные системы зоны АЯМ и перспективы связанного с ними эндогенного оруденения» (в 2 книгах). – Алдан, 2003. 340 с.
165. *Фердман И.М., Жукова Е.Г., Белоусова В.Н., и др.* Окончательный отчет по геологической съемке масштаба 1 : 200 000. Лист О-53-ХIII (партия № 16, экспед. № 2 ВАГТ). – ОФ ВСЕГЕИ, 1969.
166. *Хотина Е.Б.* Окончательный отчет по договору 719 «Составление кайнозойской части легенды Госгеолкарты-200 (новая серия) Алданской серии листов» (в нарезке I-го издания Госгеолкарты-200). – Фонды ГУ ГПП «Алдангеология», 1999.
167. *Хотина Е.Б., Жежель О.Н.* Четвертичные отложения горного обрамления юго-востока Сибирской платформы. Отчет по теме 181. Том II: Четвертичные отложения Центрально-Алданского района Южной Якутии. – Фонды ГУ ГПП «Алдангеология», 1974.
168. *Цеймах Е.Н., Баранова М. С., Ситенко В. Н. и др.* Групповая геосъемка масштаба 1 : 50 000. Листы О-51-125-В, Г; О-51-126-В, Г; -51-138-А, Б, Г, 6, г; О 51-139-А, Б, в, г, В, Г; О-51-140-В; N-51-8-А. – М.: Аэрогеология, 1986. – 3 кн.; 802 с.

169. *Чернов С.А.* Информационная записка «Новые данные о золотоносности западной части хр. Кет-Кап (Якутская АССР). – Фонды ГУ ГПП «Аэрогеология», Москва, 1990.

170. *Шпак Н.С., Алексеев В.Р., Аркус Н.Г., и др.* Материалы к государственной геологической карте масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение и полезные ископаемые. Лист О-53-XXI. – Фонды ВАГТ, 1967.

171. *Шпак Н.С., Сурикова А.С., Исполатовская Н.М., и др.* Окончательный отчет по геолого-съемочным и поисковым работам масштаба 1 : 200 000. Восточная часть листа О-52-Х1. – ВГФ, 1971.

172. *Щеко А.И. Ред.* Карта экзогенных геологических процессов России масштаба 1 : 2 500 000. – М.: ВСЕГИНГЕО, 2001. 16 л.

173. *Язков Н.М., Филиппов Н.Д., Ким А.А. и др.* Геологическое строение северной части листа О-52-XXIV (отчет Алгоминской партии о геолого-съемочных работах масштаба 1 : 200 000 за 1964 г.). – ОФ ЮЯКЭ, 1965. *Язков Н.М., Филиппов Н.Д., Ким А.А. и др.* Геологическое строение южной части листа О-52-XXIX (отчет Алгоминской партии о геолого-съемочных работах масштаба 1 : 200 000 за 1965 г.). – ОФ ЮЯКЭ, 1966.

Изотопный возраст докайнозойских образований

Воз-	Наименование геологического подразделения легенды	Географическая привязка	Анализируемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Источник информации
Мезозой	Карабуранский комплекс	Северо-Становая площадь, шток Речной массив Кара-Буран	Монцонит монцодиорит	107±6,5 126±6	K-Ar	Материалы Е.П. Миронюка (Алданская СЛ)
	Дайки руч. Арбарастах (измененные)	р. Идюм руч. Арбарастах	Карбонат-флогопит. метасоматит Карбонатит	120.8 ±1.2 (n=4) 116.6 ±1.3 (n=5)	U-Pb	Авторы отчета
	Кет-Капский комплекс	правый борт р. Учур руч. Малый Мус, приток р. Учур	Гранодиорит-порфир Диорит	123,3±4,4 (n=5) 121 ±2 (n=8)	U-Pb	Авторы отчета
	Алданский комплекс	Якутский массив	Пуласкит Мусковитовый нефелиновый сиенит Щелочной сиенит	146 ± 5 147,5 ± 5 148 ± 6 136 ± 5	K-Ar	Еремеев, 1984* ¹
Мезозой	Алданский комплекс	Чайдахский массив	Шонкинит Пироксенит	210 ± 10 110	K-Ar	Первов и др., 1991
		Томмотский массив	Микролаурвикит сиенит-порфир	147 157±3,3	K-Ar K-Ar	Кононова и др., 1995 * ⁵ Угрюмов А.Н. и др., 1978* ¹²

Воз-	Наименование геологического подразделения легенды	Географическая привязка	Анализируемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Источник информации
		Ц. Алдан, Эльконский горст, водораздел рр. Распадистого и Дымного	сиенит-порфир	144±1,5 150±2	К-Аг	Угрюмов А.Н. и др., 1978* ¹²
		Эльконский горст, истоки р. Эльконкан, г. Гольцовый	сиенит	139±0,8	К-Аг	Материалы Е.П. Максимова (Алданская СЛ)
		Кет-Капская площадь, г. Конус	сиенит умереннощелочной	133,3±3		Угрюмов А.Н. и др., 1978* ¹²
		Кет-Капская площадь, верховья р. Улахан	сиенит	135 139	К-Аг	
		Ломамская площадь, Чайдахский массив	кварцевый лейкомонцодиорит (гранодиорит ?)	141,2 140,0		Лагздина Г.Ю. и др., 1974* ¹³
			гранит	147,0		
			эгириновый сиенит-порфир	135±1	К-Аг	
			тингуаит	132,6±1,5		
		Эльконский горст, истоки рч. Эльконкан	эгириновый сиенит-порфир	138,4±2,2		
		Эльконский горст, истоки руч. Ку-				

Воз-	Наименование геологического подразделения легенды	Географическая привязка	Анализируемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Источник информации
		румкан				
Мезозой	Алданский комплекс	Ломамский массив	миссурит фергусит	160±10 122±10 220±10 569±200 130±10 182±10 210±10	К-Аг	Луконина В.А. и др., 1976*14
	Тобукский комплекс	Ломамский массив	«лампроит» (??)	119±5 125±5 121±5 123±5	К-Аг	Богатиков О.А. и др., 1991*15
	Куранахский комплекс	Эльконский горст, руч. Лунный	минетта лейкоминетта минетта вогезит	132±2 135±3,7 140,3±0,3 141±1,3 131,8±1,8	К-Аг	Угрюмов А.Н. и др., 1978*12
	Мукундинский комплекс	р. Ломам Сеймджакский массив, истоки р. Сеймдже	Сиенит Сиенит-порфир монцодиориты (калишпатовые диориты по автору) монцодиорит (сиенито-диорит по автору) гранит-порфир	118.0 ±1.5 (n=10) 2116±37 (n=9) 159 154 142 141 143	U-Pb К-Аг	Авторы отчета Сидоров И.Т. и др. 1976*16

Воз-	Наименование геологического подразделения легенды	Географическая привязка	Анализируемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Источник информации
				139		
Мезозой	Мукундинский комплекс	оз. Хариусное, р. Чайдах	Сиенит-порфир	116,8±3,3 (n=2) 1892,5±9,9 (n=7)	U-Pb	Авторы отчета
			Сиенит-порфир	122.6 ±3.0 (n=2) 1900±34 (n=5)		
		оз. Хариусное, руч. Открытый	Катаклазированный гранит	121 ±1 (n=9)		
			Сиенодиорит	120 ±1 (n=10)		
		оз. Хариусное, руч. Открытый	Сиенит-порфир окварцованный	119.8 ±1.5 (n=6) 1904±14 (n=3)		
		Гольцы Билибина	Сиенит	120.7 ±1.1 (n=9)		
		р. Ломам	Сиенит	118.8 ±1.2 (n=10)		
р. Мономах	Вогезит	1939.0±7.9 (n=3) 1942.5 ±9.1 (n=6)				
			Кварцевый порфир	134.8 ±1.4 (n=7) 119.3 ±2.3 (n=3)		
Рифей	Арбарастахский комплекс	руч. Лагерный, правый борт	Биотитовый клинопироксенит	630.5 ±5.7 (n=8) 2081 ±12 (n=3)	U-Pb	Авторы отчета
	Омахтинская свита		Глауконит	1360	K-Ar	Семихатов, Серебряков, 1983* ²
	Гонамская свита		Глауконит	1520-1950	K-Ar	Семихатов, Серебряков, 1983* ²
Про-	Скальный комплекс	р. Ломам	Микродиорит-порфирит	2085±45 (n=11)	U-Pb	Авторы отчета
			Метамонцодиорит			

Воз-	Наименование геологического подразделения легенды	Географическая привязка	Анализируемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Источник информации
				1940±50	K-Ar	Казанский В.И., 1971* ³
	Каменковский комплекс	левый борт р. Ыльмах	Аляскитовый гранит	1903 ±17 (n=9)	U-Pb	Авторы отчета
	Усть-иджеский комплекс	Усть-Иджеский массив	Чарнокиты	1916±10	U-Pb	Бибикова Е.В. и др., 1986* ¹⁰ Дук В.Л. и др. 1989* ¹¹
			Чарнокиты	1770±130	Rb-Sr	
	Тиитский комплекс	левый борт реки Русская р. Русская, руч. Бердигес	Кварцевый сиенит	1988±20 (n=9)	U-Pb	Авторы отчета
Монцодиорит			2169±24 (n=7)			
Гранитоиды нерасчлененные	р. Алдан	Гнейсовидный гранит	1940±14 (n=9)	U-Pb	Авторы отчета	
Архей-	Идюмский комплекс	р. Идюм, правый борт	Гнейсовидный биотитовый гранит	1998±52 (n=6) 2174±17 (n=4)	U-Pb	Авторы отчета
	Идюмо-Тырманский комплекс	руч. Мюкенде	Амфиболизированное габбро	124 ±11 (n=4) 1870±36 (n=3)		

Архейские образования	Федоровская серия		Плагиогнейсы и кристаллические сланцы	2245 – 2340	Pb-Pb	Миронюк и др., 1996* ⁷
			Плагиосланцы клинопироксен-рогообманковые	2500 – 2600 3000	Pb-Pb	
			Тоналитовый гнейс	3040	U-Pb	
			Мрамора	3100	Pb-Pb	

	Метасоматит по гнейсам федоровской серии	р. Ылымах, левый борт	Биотит-роговообманковый ро-говик	2010.7±8.4 (n=10) 1901±14 (n=8) 120 ±3.4 (n=1)	U-Pb	Авторы отчета
	Джелтулинская серия, кюриканская свита	р. Тимптон, вблизи устья р. Ыллымах	Двупироксен-роговообманковые плагиосланцы	2330 ± 180	Pb-Pb	Искандерова и др., 1980* ⁶
	Кюриканская свита		Мрамора	2080 ± 40	Sm-Nd	Ковач В.П. и др., 1999* ⁸
			Гранат-кордиерит-биотитовый и гранат-биотит-силлиманитовый гнейс	2300-2400		
	Чагдинская серия (мугусканская свита)	р. Учур в районе устья р. Мугускан	Мрамор	2300 ± 100	Pb-Pb	Искандерова и др., 1980* ⁶
Архейские образования	Древнеалданский комплекс	р. Сутам, устье р. Ампардах	Эндербиты	3131 ± 74	U-Pb	Шемякин и др., 1998* ⁴
	Сеймская свита	Сеймский блок	Гранат гиперстен-биотитовый плагиогнейс	2700-3000	Sm-Nd	Ковач В.П. и др., 1999* ⁸
	Гидатская толща	Сутамский блок	Гранат-биотит-силлиманитовый гнейс кристаллосланцы оливин-двупироксеновые	3200	Sm-Nd	Ковач В.П. и др., 1999* ⁸
	междуречье рр. Гидат-Сутам	3067±130		Sm-Nd	Мишкин М.А. и др., 2000* ⁹	

n= – количество точек измерения в цирконах *¹ *Еремеев Н.В.* Вулкано-плутонические комплексы калиевых щелочных пород М.: Наука 1984.-136 с.

*² *Семихватов М.А., Серебряков С.Н.* Сибирский гипостратотип рифея М.: Наука 1983 – 224 с.

*³ *Казанский В.И.* роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений М., 1971.

*⁴ *Шемякин В.М. и др.* Уникальные месторождения докембрия М., 1998.-71 с.

*⁵ Кононова В.А., Первов В.А. и др. Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис. Геотектоника, 1995, N3.

*⁶ Искандерова А.Д., Неймарк Л.А., Слупицкий Ю.А. и др. Новые данные по расчленению Алданского докембрия // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М., 1980.

*⁷ Миронюк Е.П., Тимашиков А.Н., Чухонин А.П. и др. Хроногеологические исследования фундамента Сибирской платформы. – Региональная геология и металлогения, 1996, № 5, с. 98-110.

*⁸ Ковач В.П., Котов А.Б., Берёзкин В.И. и др. Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита: Sm-Nd изотопные данные. Стратиграфия и геологическая корреляция, 1999, т. 7, № 1, с. 3-17.

*⁹ Мишкин М.А., Карпенко С.Ф., Лаврик С.Н. и др. Sm-Nd изотопная систематика метабазитов сутамского гранулитового комплекса (юг Алданского щита) – Стратиграфия, геол. корреляция, 2000, т. 8, № 2, с. 3-8.

*¹⁰ Бибикина Е.В., Другова Г.М., Дук В.Л. и др. Геохронология Алдано-Витимского щита. – В сб.: Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986, с. 135-159.

*¹¹ Дук В.Л., Горохов И.М., Кицул В.И. и др. Rb-Sr возраст и генезис чарнокитов Усть-иджеского массива (Центральная часть Алданского щита) – В кн: Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989, с. 126-135.

*¹² Угрюмов А.Н., Карелин В.В., Уютов В.И. и др. Отчет «Металлогеническая карта Центрального Алдана м-ба 1 : 50 000 (специализированная на золото мезозойской металлогенической эпохи)». ТУГРЭ, Алдан, 1978.

*¹³ Лагздина Г.Ю., Мангушевский Э.Д., Миронюк Е.П. Геологические формации мезозойской активизации Алданского щита. Тема 277. Окончательный отчет за 1971-74 гг. Л., ВСЕГЕИ, 1974.

*¹⁴ Луконина В.А., Телега Н.С. и др. Мезозойский магматизм Ломамо-Ытымджинского района и связанные с ним постмагматические образования, 1973-75 гг. Чульман, ЮЯКЭ, 1976.

*¹⁵ Богатилов О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др. Лампроиты. М.: Недра, 1991, 302 с.

*¹⁶ Сидоров И.Т. и др. Отчет о геологической съемке (групповой) м-ба 1 : 5 000 на территории листов О-52-100-Б,В; О-52-101-А,Б; О-52-112-А,В. Чульман, ЮЯКЭ, 1976.

Каталог объектов полезных ископаемых и их признаков, показанных на листе О-52

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
1	2	3	4	5
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Уголь каменный				
V-3-55	МК	Ытымджинское	УК	49
VI-5-10	МК	Эльгинское	УК	49
VI-1-13	П	Гувилгра, р.	УК	49
VI-1-14	П	Гувилгра, р.	УК	49
VI-1-23	П	Токарикан, р.	УК	49
VI-1-27	П	Гонам, р.	УК	49
VI-1-28	П	Гонам, р.	УК	49
VI-2-5	П	Гюскангрское	УК	49
VI-2-6	П	Верхнесололитское	УК	49
VI-2-7	П	Нижнесололитское	УК	49
VI-2-8	П	Гонамское	УК	49
VI-2-9	П	Орогдокитское	УК	49
VI-2-10	П	Нижнетыгачское	УК	49
VI-2-12	П	Верхнетыгачское	УК	49
VI-3-6	П	Атугей, р.	УК	49
VI-3-7	П	Атугей, р.	УК	49
VI-3-10	П	Атугей, р.	УК	49
VI-4-14	П	Гертандинское	УК	49
VI-5-1	П	Ненгринское	УК	49
VI-5-3	П	Лево-Укикитское	УК	49
VI-5-4	П	Ундытканское	УК	49
VI-5-5	П	Ундытынское	УК	49
VI-5-7	П	Право-Укикитское	УК	49
VI-5-8	П	Ломака	УК	49
VI-6-4	П	Чалбанское	УК	49
VI-6-5	П	Якодакитское	УК	49
VI-6-6	П	Идюмское	УК	49
VI-6-7	П	Токинское	УК	49
VI-6-8	П	Худурканское	УК	49
VI-6-9	П	Дессовское	УК	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
Железо				
Ш-1-125	ММ	Эмельджакское	Fe	44,49
I-4-1	П	Эрдилах, р.	Fe	49
I-5-1	П	Эдис, р.	Fe	49
I-5-2	П	Арга-Ханан, р.	Fe	49
II-1-53	П	Нижнеэльконское	Fe	49
II-1-56	П	Сосновское	Fe	49
II-1-74	П	Верхнеджелиндинское	Fe	49
II-1-79	П	Верхнеэльконское	Fe	49
II-5-1	П	Хахан и Эдис р.	Fe	49
II-5-4	П	Хахан и Эдис р.	Fe	49
II-5-5	П	Хахан и Эдис р.	Fe	49
III-1-2	П	Второе	Fe	49
III-1-10	П	Кёпе	Fe	49
III-1-11	П	Берджигесское	Fe	49
III-1-21	П	Бес-Юряхское	Fe	49
III-1-26	П	Бес-Юряхское I	Fe	49
III-1-28	П	Первое	Fe	49
III-1-31	П	Бес-Юряхское	Fe	49
III-1-39	П	Русское	Fe	49
III-1-61	П	Юкунгринское	Fe	49
III-1-70	П	Усть-Лакусское	Fe	49
III-1-79	П	Водораздельное	Fe	49
III-1-85	П	Лакусское	Fe	49
III-1-101	П	Ивановское	Fe	49
III-1-102	П	Верхнениковское	Fe	49
III-1-105	П	Аммонитное	Fe	49
III-1-107	П	Правоэмельджакское	Fe	49
III-1-109	П	Наледное	Fe	49
III-1-112	П	Сибякское нижнее	Fe	49
III-1-113	П	Аэродромное	Fe	49
III-1-119	П	Водораздельное	Fe	49
III-1-121	П	Большеыллымахское	Fe	49
III-1-123	П	Сибякское верхнее	Fe	49
III-1-130	П	Двугоскитское	Fe	49
III-1-132	П	Верхнеивановское	Fe	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
III-1-136	П	Верхнеэмельджакское I	Fe	49
III-1-139	П	Верхнеэмельджакское I	Fe	49
III-1-140	П	Оборвыш	Fe	49
III-1-144	П	Верхнеивановское III	Fe	49
III-1-149	П	Малокерибиканское	Fe	49
III-1-150	П	Верхнетопографическое	Fe	49
III-1-158	П	Правокерибиканское	Fe	49
III-1-160	П	Правокерибиканское II	Fe	49
III-1-165	П	Верхнетюнгерское	Fe	49
III-1-174	П	Водораздельное	Fe	49
III-1-178	П	Ыллымахское нижнее	Fe	49
III-1-179	П	Ыллымахское верхнее	Fe	49
III-1-184	П	Корешки	Fe	49
III-1-190	П	Левобыллымахское	Fe	49
III-1-192	П	Среднедёсовское	Fe	49
III-1-205	П	Восточно-Десовское	Fe	49
III-1-207	П	Гольцовое	Fe	49
III-1-208	П	Прощальное	Fe	49
III-1-210	П	Дёсовское II	Fe	49
III-1-211	П	Усть-Тюнгерское II	Fe	49
III-1-215	П	Прощальное II	Fe	49
III-1-217	П	Салга-Дес	Fe	49
III-1-219	П	Дёсовское I	Fe	49
III-1-228	П	Марганское	Fe	49
III-1-229	П	Верхнекаталахское	Fe	49
III-1-267	П	Спорное	Fe	49
III-3-2	П	Угун, р.	Fe	49
III-3-3	П	Суннагын, р.	Fe	49
III-5-1	П	Улахан-Бырая, р.	Fe	49
III-5-15	П	Мегюскян, р.	Fe	49
IV-1-4	П	Тас-Хонку, р.	Fe	49
IV-1-5	П	Тас-Хонку, р.	Fe	49
IV-1-7	П	Медвежий, руч.	Fe	49
IV-1-8	П	Сейм, р.	Fe	49
IV-1-17	П	Сейм, р.	Fe	49
IV-1-26	П	Тимптон, р.	Fe	49
IV-1-34	П	Тимптон, р.	Fe	49
IV-1-36	П	Тимптон, р.	Fe	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
IV-1-38	П	Кэн-Юрэх, руч.	Fe	49
IV-1-41	П	Олонгро, руч.	Fe	49
IV-1-42	П	Нельгюу, р.	Fe	49
IV-1-43	П	Олонгро, руч.	Fe	49
IV-3-19	П	Бом, р.	Fe	49
IV-6-18	П	Пятилетка, руч.	Fe	49
IV-6-19	П	Нижний Метрополь, р.	Fe	49
IV-6-21	П	Верхний Метрополь, р.	Fe	49
IV-6-23	П	Бердякит, р.	Fe	49
IV-6-27	П	Геоморфологическое	Fe	49
IV-6-29	П	Бердякит, р.	Fe	49
V-1-27	П	Сосновское	Fe	49
V-1-36	П	Анамдек, р.	Fe	49
V-1-37	П	Джегаркит, р.	Fe	49
V-1-38	П	Анамдек, р.	Fe	49
V-1-39	П	Джегаркит, р.	Fe	49
V-1-42	П	Мал. Мелемкен, р.	Fe	49
V-2-2	П	Сеймдже, р.	Fe	49
V-4-11	П	Амидиачинское	Fe	49
V-4-13	П	Амнуначи, р.	Fe	49
V-4-14	П	Амнуначи, р.	Fe	49
V-4-15	П	Амнуначи, р.	Fe	49
V-4-16	П	Нингам, р.	Fe	49
V-4-17	П	Нингам, р.	Fe	49
V-4-19	П	Амнуначи, р.	Fe	49
V-6-11	П	Джиендо, р.	Fe	49
VI-1-4	П	Улахан-Мелемкен, р.	Fe	49
VI-1-9	П	Нерюнгра, р.	Fe	49
VI-1-20	П	Хугда, р.	Fe	49
VI-1-29	П	Давангра, гора	Fe	49
VI-1-30	П	Давангра, гора	Fe	49
VI-1-32	П	Наумово, зим.	Fe	49
VI-2-11	П	Амнуначское	Fe	49
VI-2-15	П	Хугда-Макытское	Fe	49
VI-2-16	П	Среднеусмунское I	Fe	49
VI-2-17	П	Дальнее	Fe	49
VI-2-18	П	Хугдинское	Fe	49
VI-2-19	П	Среднеусмунское II	Fe	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
VI-2-20	П	Усмунское	Fe	49
VI-2-21	П	Гранитное	Fe	49
VI-2-23	П	Аянское	Fe	49
VI-2-24	П	Ягиндя II	Fe	49
VI-2-25	П	Ягиндя	Fe	49
VI-2-26	П	Верхнеусмунское	Fe	49
VI-2-28	П	Правоягиндинское	Fe	49
VI-2-29	П	Восточное	Fe	49
VI-2-30	П	Левоягиндинское I	Fe	49
VI-2-31	П	Левоягиндинское II	Fe	49
VI-2-32	П	Притоковое	Fe	49
VI-2-33	П	Талангское	Fe	49
VI-2-35	П	Туптиканское	Fe	49
VI-2-36	П	Правооноктинское	Fe	49
VI-2-39	П	Левооноктинское	Fe	49
VI-2-40	П	Водораздельное	Fe	49
VI-2-41	П	Худучское	Fe	49
VI-2-43	П	Водораздельное	Fe	49
VI-2-44	П	Кабактинское	Fe	49
VI-2-45	П	Верхнеталангамакытское	Fe	49
VI-2-46	П	Нижнеталангамакытское	Fe	49
VI-2-48	П	Гидат, р.	Fe	49
VI-2-49	П	Безымянное	Fe	49
VI-2-50	П	Усть-Усмунское	Fe	49
VI-3-8	П	Кугас, руч.	Fe	49
VI-3-9	П	Нальчак, руч.	Fe	49
VI-3-11	П	Нальчак, руч.	Fe	49
VI-3-12	П	Курайканда, руч.	Fe	49
VI-3-14	П	Налурак, р.	Fe	49
VI-3-17	П	Кавыкия, р.	Fe	49
VI-3-18	П	Кавыкия, р.	Fe	49
VI-4-5	П	Нингамкан, р.	Fe	49
VI-4-8	П	Алтан-Чайдах, р.	Fe	49
VI-5-18	П	Туксани, р.	Fe	49
Марганец				
III-6-3	П	Учур, р.	Mn	49
IV-5-13	П	Прав. Мус, р.	Mn,Fe	49
VI-1-19	П	Хугда, р.	Mn	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
Хром				
IV-3-18	П	Бом, р.	Cr	49
V-5-3	П	Гонам, р.	Cr	49
V-5-5	П	Гонам, р.	Cr	49
V-5-6	П	Гонам, р.	Cr	49
V-6-9	ШО	Идюм, р.	Cr	49
III-5-25	ПГХО	Гынымныр-Сала, р.	Cr,Sn,Mo	49
Титан				
V-1-31	ШО	Анамдак, р.	Ti	49
V-2-1	ШО	Улахан-Юряхское	Ti	49
Цветные металлы				
Медь				
V-1-41	П	Ыгымджа, р.	Cu	49
V-6-14	П	Арбарастах, руч.	Cu	49
V-6-15	П	Черби, р.	Cu	49
V-6-16	П	Арбарастах, руч.	Cu	49
V-6-21	П	Джиендо, р.	Cu	49
VI-4-7	П	Нингамканское	Cu,Pb,Zn	49
VI-4-9	П	Нингамкан, р.	Cu,Pb,Zn	49
VI-4-11	П	Верхнеалтан-Чайдахское	Cu,Pb,Zn	49
VI-6-3	П	Мулам, р.	Cu	49
IV-5-1	ПГХО	Мегюскян, р.	Cu	49
V-5-11	ПГХО	Князь-Юрях Алгоминский, р.	Cu,Ag,Mo	49
III-2-23	ГдХА	Горелый, руч.	Cu,Pb,Zn	49
III-2-40	ГдХА	Бол. Тырканда, р.	Cu,Pb,Zn	49
Свинец				
III-4-3	П	Буом-Сала, руч.	Pb	49
IV-5-23	П	Учур, р.	Pb	49
IV-5-27	П	бол. Хайдаан, р.	Pb	49
IV-6-30	П	Лев. Чагдала, р.	Pb,Zn	49
V-2-24	П	Гыным, р.	Pb	49
V-2-28	П	Сеймдже, р.	Pb,Au	49
V-3-21	П	Неричи, р.	Pb	49
VI-6-2	П	Мулам, р.	Pb	49
IV-1-10	ПГХО	Курунг-Хонку, р.	Pb	49
Цинк				
III-1-225	П	Петрович	Zn	49
V-3-24	П	Мономах, руч.	Zn,Pb	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
IV-2-6	ПГХО	Кора, р.	Zn,Mo,Ti	49
IV-2-12	ПГХО	Киэнг-Юрэх, р.	Zn	49
IV-6-12	ПГХО	Нижний Метрополь, р.	Zn,Pb	49
III-2-15	ГдХА	Адалгыт, р.	Zn	49
III-2-21	ГдХА	Угун, р.	Zn,Pb	49
Никель				
III-4-1	ПГХО	Бырая, р.	Ni	49
III-4-2	ПГХО	Курунг-Юрэх, р.	Ni,Co,Cr	49
III-4-4	ПГХО	Хангас-Киерги, р.	Ni,Co,Cr	49
IV-4-1	ПГХО	Ыалбый, р.	Ni,Cr,Co	49
IV-4-4	ПГХО	Ымыя, р.	Ni,Cr,Sn	49
Молибден				
III-1-56	СМ	Минеевское	Mo(U)	44,92
III-1-236	П	Тарынахское	Mo	49
III-1-252	П	Неакуинское	Mo	49
III-1-253	П	Левониреляхское	Mo	49
III-1-257	П	Правониреляхское	Mo	49
III-4-5	П	Кабарга, руч.	Mo	49
III-5-2	П	Улахан-Силигиле, р	Mo	49
IV-1-15	П	Баный, руч.	Mo	49
IV-1-28	П	Сейм, р.	Mo	49
IV-1-40	П	Жилинда, р.	Mo	49
IV-5-2	П	Мегюскян, р.	Mo	49
IV-5-3	П	Мегюскян, р.	Mo	49
IV-5-15	П	Мус, р.	Mo	49
IV-5-21	П	Мус, р.	Mo	49
V-1-26	П	Сис, гора	Mo	49
V-1-44	П	Ытымджа, р.	Mo	49
V-2-15	П	Гыным, р.	Mo	49
V-2-18	П	Верхнегынымское	Mo	49
V-2-33	П	Усмун, р.	Mo	49
V-2-49	П	Ытымджа, р.	Mo	49
V-5-2	П	Чайдах, р.	Mo	49
V-5-9	П	Цичам, руч.	Mo	49
V-5-24	П	Джилое, р.	Mo	49
VI-1-5	П	Улахан-Мелемкен, р.	Mo	49
VI-1-16	П	Конеркит, р.	Mo	49
VI-1-18	П	Конеркит, р.	Mo	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
VI-1-33	П	Гонам, р.	Мо	49
VI-4-4	П	Нингам, р.	Мо	49
VI-4-12	П	Алтан-Чайдах, р.	Мо	49
III-2-9	ПГХО	Эсэлзэх, р.	Мо	49
IV-2-16	ПГХО	Мамулай, р.	Мо	49
V-3-41	ПГХО	Эхюнда, р.	Мо	49
VI-4-6	ПГХО	Нингамкан, р.	Mo,W,Ag,Pb	49
III-2-22	ГДХА	Хатынгаах, руч.	Мо	49
Вольфрам				
III-5-6	П	Ючугей, р.	W	49
III-5-7	П	Ючугей, р.	W	49
IV-3-36	П	Туманный, руч.	W	49
V-2-29	П	Водопадный, руч.	W,Mo	49
V-2-30	П	Водопадный, руч.	W	49
V-2-38	П	Чайдах, р.	W,Au	49
IV-3-51	ШО	Юрдюк-Тумуллах, р.	W,Ce,Zr	49
IV-5-17	ШО	Дюдаки, р.	W	49
V-2-32	ШО	Улахан-Кемюс, р.	W,Zr	49
V-6-5	ШО	Учур, р.	W,As	49
V-6-20	ШО	Идюм, р.	W,Mo	49
VI-1-2	ШО	Гувилгра, р.	W	49
VI-1-3	ШО	Гувилгра, р.	W	49
VI-1-6	ШО	Улахан-Мелемкен, р.	W	49
VI-3-1	ШО	Бол. Курен, р.	W	49
VI-3-2	ШО	Черанахта, р.	W	49
VI-3-4	ШО	Атугей, р.	W	49
VI-3-13	ШО	Кыльджит, р.	W	49
VI-4-1	ШО	Монькр, р.	W,As	49
VI-4-2	ШО	Нингамкан, р.	W	49
VI-4-3	ШО	Нингам, р.	W	49
VI-4-15	ШО	Гертанда, р.	W	49
VI-4-16	ШО	Алгома, р.	W,As	49
VI-4-17	ШО	Джес, руч.	W	49
VI-4-18	ШО	Нарулак-Макыг, р.	W	49
VI-5-17	ШО	Ундыткан, руч.	W,As,Mo	49
VI-6-1	ШО	Уркан, руч.	W	49
Олово				
IV-5-20	П	Мус, р.	Sn	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
V-3-52	ШО	Джес, Курунг-Юрях, реки	Sn	49
III-1-166	ПГХО	Малодесовское	Sn	49
V-5-20	ПГХО	Джелое, р.	Sn, Ga	49
Мышьяк				
VI-5-15	ШО	Ундытын, р.	As, Mo	49
Сурьма				
V-3-17	ШО	Сеймжа, р.	Sb	49
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы				
Бериллий				
V-1-28	П	Усмун, р.	Be	49
V-2-9	П	Сеймдже, р.	Be	49
Литий				
V-2-21	ПМ.	Гыным, р.	Li	49
Тантал, ниобий				
V-6-18	П	Арбарастахское	Ta, Nb, Fe, ap, phl	49
Ниобий				
III-2-16	П	Кюрикан, р.	Nb	49
III-2-26	П	Джелтула, р.	Nb	49
III-2-38	П	Хаарылла-Киси-Унгуохтаах, междуречье	Nb	49
Цирконий				
V-1-35	ШО	Нельгоу, р.	Zr, TR	49
V-6-7	ШО	Алгома, р.	Zr	49
V-6-19	ШО	Черби, руч.	Zr	49
VI-1-12	ШО	Конеркит, р.	Zr	49
VI-1-15	ШО	Гугингра, р.	Zr	49
VI-1-24	ШО	Гонам, р.	Zr	49
VI-5-16	ШО	Караслаг, руч.	Zr	49
Церий				
IV-3-7	ШО	Водопадный, руч.	Ce, W, Zr	49
IV-3-48	ШО	Мус-Ониное, руч.	Ce, Zr	49
V-6-8	ШО	Мал. Джиендо, р.	Ce	49
VI-5-6	ШО	Укикит, р.	Ce, TR	49
VI-5-9	ШО	Ламака, р.	Ce	49
VI-5-11	ШО	Укикит, р.	Ce, Au	49
VI-5-12	ШО	Ундыткан, руч.	Ce	49
VI-5-13	ШО	Ундытын, р.	Ce, W	49
VI-5-14	ШО	Укикиткан, р.	Ce	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
V-5-1	ГдХА	Князь-Юрях Гонамский, руч.	La,Ce	49
V-5-23	ГдХА	Акча, руч.	La,Ce,Be	49
Редкие земли(без подразделения)				
III-2-8	П	Кюрикан, р.	TR	49
III-2-35	П	Тимптон, р.	TR	49
III-2-36	П	Тимптон, р.	TR	49
IV-2-14	П	Бол. Холболох, р.	TR	49
IV-2-15	П	Бол. Холболох, р.	TR	49
IV-2-18	П	Бол. Холболох, р.	TR	49
IV-2-19	П	Тяжелый, руч.	TR	49
IV-3-15	П	Алим, руч.	TR	49
IV-3-22	П	Вольный, руч.	TR	49
V-2-3	П	Сеймдже, р.	TR	49
V-2-4	П	Сеймдже, р.	TR	49
V-2-6	П	Сеймдже, р.	TR	49
V-2-8	П	Горелая, р.	TR	49
V-2-11	П	Нельгюу, р.	TR	49
V-2-13	П	Сеймдже, р.	TR	49
V-2-19	П	Сеймджак, р.	TR	49
V-2-25	П	Сеймджак, р.	TR	49
V-2-27	П	Сеймдже, р.	TR	49
V-2-40	П	Усмун, р.	TR	49
IV-2-13	ШО	Мамулай, р.	Y	49
IV-2-17	ШО	Оччугуй-Холболох, р.	Y	49
IV-2-20	ШО	Аллараа-Нииречи, руч.	Y	49
V-3-53	ШО	Курунг-Юрях, р.	TR	49
VI-1-31	ШО	Сиджак, р.	TR	49
VI-5-2	ШО	Тала, руч.	TR,Ce	49
Россыпи редких земель				
V-1-29	PM	Скалистый, руч.	TR	49
V-1-30	PM	Ингряк, р.	TR	49
Благородные металлы Золото				
II-1-12	MC	Надежда	Au	43,49
II-1-23	MC	Верхнее	Au	43,49
IV-6-7	MM	Верхний Метрополь-Верхнее Чюльбю	Au	49
I-3-1	П	Сылгымыр	Au	49
II-1-1	П	Темнякитское	Au	43,49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
II-1-13	П	Трассовое II	Au	43,49
II-1-15	П	Седелге I	Au	43,49
II-1-17	П	Склон	Au	43
II-1-18	П	Седелге II	Au	43,49
II-1-19	П	Еннье I	Au	43,49
II-1-21	П	Еннье II	Au	43,49
II-1-22	П	Еннье III	Au	43,49
II-1-28	П	Межсочное	Au	43,49
II-1-29	П	Водораздельное	Au	43,49
II-1-31	П	Грибное	Au	43,49
II-1-33	П	Рудопоявление Гольцовое – I	Au	43,49
II-1-35	П	Широкое	Au	43,49
II-1-36	П	Усть-Редергинское	Au	43,49
II-1-41	П	Рудопоявление Ореховское	Au	43,49
II-1-42	П	Праворедергинское	Au	43,49
II-1-46	П	Туманное нижнее	Au	43,49
II-1-49	П	Туманное верхнее	Au	43,49
II-1-54	П	Верхнеэльконское I	Au	43,49
II-1-61	П	Леводжелиндинское	Au	43,49
II-1-66	П	Левоакинское	Au	43,49
II-1-69	П	Ягодное	Au	43,49
II-1-70	П	Водораздельное	Au	43,49
II-1-73	П	Неожиданное	Au	43,49
II-1-75	П	Распадистое	Au	43,49
II-1-76	П	Верхнеэльконское I	Au	43,49
II-1-77	П	Верхнеэльконское II	Au	43,49
II-1-78	П	Тектоническое II	Au	43,49
II-4-2	П	Кумахы, руч.	Au	49
III-1-4	П	Леворуинское I	Au	44,49
III-1-5	П	Эльконское	Au	44,49
III-1-9	П	Верхнеджилиндинское нижнее	Au	44,49
III-1-14	П	Верхнепастибицкое I	Au	44,49
III-1-16	П	Первое	Au	44,49
III-1-18	П	Леворуинское II	Au	44,49
III-1-22	П	Верхнепастибицкое II	Au	44,49
III-1-24	П	Третье	Au	44,49
III-1-35	П	Леворусское	Au	44,49
III-1-40	П	Правая Буря	Au	44,49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
Ш-1-41	П	Верхнекурунское I	Au	44,49
Ш-1-44	П	Левоминеевское	Au	44,49
Ш-1-46	П	Усть-Буря	Au	44,49
Ш-1-48	П	Верхнезаквасное	Au	44,49
Ш-1-49	П	Правоминеевский	Au	44,49
Ш-1-53	П	Приустьевое	Au	44,49
Ш-1-55	П	Зоны Эльконского горста	Au	44,49
Ш-1-62	П	Верхнее Шанго	Au	44,49
Ш-1-73	П	Апинское	Au	44,49
Ш-1-78	П	Гутбаевское	Au	44,49
Ш-1-80	П	Левое Шанго	Au	44,49
Ш-1-81	П	Обрывистое	Au	44,49
Ш-1-87	П	Кормовское	Au	44,49
Ш-1-92	П	Верхнеэльзовское	Au	44,49
Ш-1-97	П	Эмельджакское	Au	44,49
Ш-1-108	П	Верхненагорное	Au	44,49
Ш-1-115	П	Средненагорное	Au	44,49
Ш-1-117	П	Усть-Нининское	Au	44,49
Ш-1-118	П	Левуюкунгринское	Au	44,49
Ш-1-120	П	Никовское	Au	44,49
Ш-1-127	П	Правоосинское	Au	44,49
Ш-1-128	П	Водораздельное	Au	44,49
Ш-1-129	П	Юкунгринское	Au	44,49
Ш-1-134	П	Юкунгра-Джеккондинское	Au	44,49
Ш-1-141	П	Седловое	Au	44,49
Ш-1-151	П	Верхнеосеннее	Au	44,49
Ш-1-153	П	Верхнемосковское	Au	44,49
Ш-1-155	П	Московское	Au	44,49
Ш-1-167	П	Левоямное	Au	44,49
Ш-1-168	П	Нижнетопографическое	Au	44,49
Ш-1-171	П	Левобльмахское	Au	44,49
Ш-1-194	П	Эфельное III	Au	44,49
Ш-1-203	П	Амбурдакское	Au	44,49
Ш-1-214	П	Прощальное верхнее	Au	44,49
Ш-1-226	П	Правопрощальное I	Au	44,49
Ш-1-227	П	Тасское левое	Au	44,49
Ш-1-232	П	Тасское правое	Au	44,49
Ш-1-233	П	Противтасское I	Au	44,49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
III-1-235	П	Верхнеамбурдакское	Au	44,49
III-1-238	П	Противтарынахское	Au	44,49
III-1-240	П	Усть-Дабанское	Au	44,49
III-1-241	П	Правобыллымахское	Au	44,49
III-1-246	П	Верхнеслюдяное I	Au	44,49
III-1-247	П	Верхнеслюдяное II	Au	44,49
III-1-259	П	Большенеакуинское левое	Au	44,49
III-1-261	П	Усть-Ниреляхское	Au	44,49
III-1-262	П	Большенеакуинское правое	Au	44,49
III-1-263	П	Гранитное	Au	44,49
III-5-9	П	Ючугей, р.	Au	49
III-5-16	П	Межюскян, р.	Au	49
III-5-18	П	Мекюнде, р.	Au	49
III-5-22	П	Мекюнде, р.	Au	49
III-5-26	П	Мекюнде, р.	Au	49
III-5-32	П	Мекюнде, р.	Au	49
III-5-33	П	Тый-Сыебэга, р.	Au	49
III-5-36	П	Тый-Сыебэга, р.	Au	49
III-5-37	П	Тый-Сыебэга, р.	Au	49
III-5-38	П	Тый-Сыебэга, р.	Au	49
III-6-17	П	Джанда, р.	Au	49
III-6-22	П	Боллохтох, р.	Au	49
III-6-24	П	Боллохтох, р.	Au	49
III-6-25	П	Бол. Аим, р.	Au	49
III-6-27	П	Боллохтох, р.	Au	49
IV-3-4	П	Попутный, руч.	Au	49
IV-3-12	П	Очугуй-Орогдакит, р.	Au	49
IV-3-13	П	Прощальный, руч.	Au	49
IV-3-14	П	Прощальный, руч.	Au	49
IV-3-16	П	Унгра-Джолтулах, руч.	Au	49
IV-3-17	П	Унгра-Джолтулах, руч.	Au	49
IV-3-20	П	Унгра-Джолтулах, руч.	Au	49
IV-3-23	П	Алим, руч.	Au	49
IV-3-24	П	Унгра-Джолтулах, руч.	Au	49
IV-3-25	П	Алим, руч.	Au	49
IV-3-28	П	Унга-Джолтулах, руч.	Au	49
IV-3-31	П	Хунгас-Джолтулах, руч.	Au	49
IV-3-32	П	Скучный, руч.	Au	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
IV-3-33	П	Скучный, руч.	Au	49
IV-3-34	П	Скучный, руч.	Au	49
IV-3-39	П	Улахан-Тараканда, руч.	Au	49
IV-3-40	П	Улахан-Тараканда, руч., Спокойный, руч.	Au	49
IV-3-44	П	Майский, руч.	Au	49
IV-3-46	П	Майский, руч.	Au	49
IV-3-47	П	Майский, руч.	Au	49
IV-3-49	П	Таборный, руч.	Au	49
IV-3-53	П	Мус-Онное, руч.	Au	49
IV-5-10	П	Учур, р.	Au	49
IV-6-8	П	Порфиновый	Au	49
IV-6-14	П	Перевалка, зим.	Au	49
IV-6-20	П	Робкий	Au	49
IV-6-22	П	Терют-Салаа, р.	Au	49
IV-6-24	П	Нижний Метрополь, р.	Au	49
IV-6-26	П	Прав. Улахан-Чайдах, р.	Au	49
IV-6-32	П	Бердякит	Au	49
IV-6-33	П	Лев. Чагдала, р.	Au	49
IV-6-36	П	Последний	Au	49
IV-6-37	П	Залетное	Au	49
IV-6-38	П	Чагдала, р.	Au	49
IV-6-39	П	Космический	Au	49
IV-6-40	П	Конус	Au	49
IV-6-41	П	Тенистый	Au	49
IV-6-42	П	Сенёк	Au	49
IV-6-43	П	Оенек, р.	Au	49
IV-6-44	П	Холболох	Au	49
IV-6-45	П	Чагдала, р.	Au	49
IV-6-47	П	Чайдахское	Au	49
V-2-7	П	Гыным, р.	Au	49
V-2-10	П	Сеймдже, р.	Au	49
V-2-16	П	Хребтовое	Au,W,Ag	49
V-2-17	П	Верхнесеймское	Au	49
V-2-22	П	Верхнесеймджакское	Au	49
V-2-23	П	Сеймдже, р.	Au	49
V-2-26	П	Сеймджак, р.	Au,Ag	49
V-2-34	П	Усмун, р.	Au	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
V-2-35	П	Чайдах, р.	Au	49
V-2-36	П	Ломам, р.	Au	49
V-2-41	П	Верхнеусмунское	Au	49
V-2-42	П	Безьямянное	Au	49
V-2-43	П	Усмун, р.	Au,Cu	49
V-2-44	П	Чайдах, р.	Au,Mo	49
V-2-45	П	Чайдах, р.	Au	49
V-3-1	П	Гыным, р.	Au	49
V-3-2	П	Ломам, р.	Au	49
V-3-5	П	Ломам, р.	Au	49
V-3-6	П	Ломам, р.	Au	49
V-3-7	П	Сагырд	Au,Mo,Pb	49
V-3-8	П	Ломам, р.	Au	49
V-3-9	П	Ломам, р.	Au	49
V-3-11	П	Сеймжа, р.	Au	49
V-3-12	П	Елбансо, р.	Au	49
V-3-14	П	Бутаму, руч.	Au	49
V-3-15	П	Емэк	Au,Pb	49
V-3-16	П	Бутаму, руч.	Au	49
V-3-18	П	Сеймжа, р.	Au	49
V-3-19	П	Гигантеус, гора,Северное	Au	49
V-3-22	П	Неричи, р.,Рудное	Au	49
V-3-23	П	Билибина, гора,Неричи, руч.	Au	49
V-3-26	П	Мал. Сеймжа, р.	Au	49
V-3-27	П	Ломам, р.	Au	49
V-3-30	П	Мономах, руч.,Угрюм	Au	49
V-3-31	П	Комысь, р.,Кумкуй, руч.	Au	49
V-3-32	П	Комысь, р.	Au	49
V-3-33	П	Мал. Сеймжа, р.	Au	49
V-3-34	П	Лев. Кумкуй, руч.	Au	49
V-3-35	П	Мал. Сеймжа, р.,Лев. Кумкуй, руч.	Au	49
V-3-37	П	Ломам, р.	Au	49
V-3-38	П	Олдое-Макыт, руч.	Au	49
V-3-39	П	Бурхала, руч.	Au	49
V-3-40	П	Олдое-Макыт, руч.	Au	49
V-3-42	П	Олдое-Макыт, руч.	Au	49
V-3-43	П	Олдое-Макыт, руч.	Au	49
V-3-44	П	Унгурах, руч.	Au	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
V-3-45	П	Эхюнда	Au,Ag	49
V-3-46	П	Унгурах, руч.	Au	49
V-3-47	П	Олдое-Макыт, руч.	Au	49
V-3-48	П	Эхюнда, р.	Au	49
V-3-49	П	Салгын	Au,Mo,W	49
V-3-50	П	Водораздельное	Au	49
V-3-51	П	Олдое, р.	Au	49
V-4-18	П	Верхненингамское	Au	49
V-5-4	П	Князь-Юрях Гонамский, руч.	Au	49
V-5-7	П	Утанах, руч.	Au	49
V-5-13	П	Холболох, руч.	Au	49
V-5-15	П	Утанах, руч.	Au	49
V-5-18	П	Карурак, руч.	Au	49
VI-4-10	П	Алтан-Чайдах, р.	Au	49
II-4-1	ШО	Кумахы, руч.	Au	49
VI-2-13	ШО	Аргаскит, р.	Au	49
VI-3-10	ШО	Нуям, р.	Au	49
II-5-2	ПГХО	Хаахаан, р.	Au	49
II-5-3	ПГХО	Лаппа, р.	Au	49
II-5-6	ПГХО	Эдис, р.	Au	49
V-4-5	ПГХО	Нижненингамское	Au	49
Россыпи золота				
IV-2-30	РК	Бол.Тырканда	Au	49
IV-3-52	РК	Соседний	Au	49
IV-6-34	РК	Лев. Мусс	Au	49
V-3-29	РК	Аюмья	Au	49
V-3-36	РК	Мевочан, руч.	Au	49,53
VI-1-56	РК	Верх. Спокойный	Au	49
II-1-16	РС	Эльконский уч. Алдан	Au	43,49
II-1-24	РС	Кэдэрги	Au	43,49
II-2-1	РС	Усть-Тимптонский уч. Алдан	Au	49
II-2-3	РС	Низовье (18 уч) р.Тимптон	Au	49
II-5-8	РС	Усть-Учурский уч. Алдан	Au	49
II-6-1	РС	Лаппинский уч. – Алдан	Au	49
III-1-63	РС	Холодная	Au	49
III-3-1	РС	Суннагинский уч. Алдан	Au	49
III-3-5	РС	Мал. Суннагин	Au	49
III-6-7	РС	Эльгемян	Au	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
III-6-9	РС	Темптельген	Au	49
IV-1-35	РС	Верховье (8 уч) р.Тимптон	Au	49
IV-2-4	РС	Мал.Тырканда	Au	49
IV-3-2	РС	Аргаах-Салаа с Огневым	Au	49
IV-3-6	РС	р.Дялтулак	Au	49
IV-5-6	РС	Низовье (4уч) р.Учур	Au	49
IV-6-1	РС	Чюльбю (ниж. уч.)	Au	49
IV-6-2	РС	Чюльбю	Au	49
IV-6-5	РС	Терют – Салаа	Au	49
IV-6-6	РС	Верхний Метрополь	Au	49
IV-6-35	РС	Прав. Чагдала	Au	49
IV-6-48	РС	Лев. Чагдала	Au	49
V-2-47	РС	Ыгымджа	Au	49
VI-1-34	РС	Сиджак	Au	49
VI-2-22	РС	Гидат	Au	49
VI-2-47	РС	Тас- Юрях	Au	49
VI-3-19	РС	Нуям	Au	49
VI-3-21	РС	Кавыкия	Au	49
VI-3-23	РС	Таланга	Au	49
II-1-34	РМ	Рэдерги руч.	Au	43,49
II-1-37	РМ	Элькон	Au	43,49
III-1-68	РМ	Бол. Ыллымах	Au	44,49
III-1-161	РМ	Маристый-2	Au	44,49
III-1-172	РМ	руч.Валунистый, лев.пр. р.Лев.Ыллымах	Au	44,49
III-1-183	РМ	Тростниковый	Au	44,49
III-1-189	РМ	руч.Амбурдак, прав.пр. р.Лев.Ыллымах	Au	44,49
III-1-244	РМ	Аянка	Au	44,49
III-2-1	РМ	Кюрюкээн – пр. Тимптона	Au	49
III-3-7	РМ	Забытый-3	Au	49
IV-1-9	РМ	руч.Маристый, лев.пр. руч.Киристээх	Au	49
IV-2-7	РМ	Горный	Au	49
IV-2-8	РМ	Лев. Иджек	Au	49
IV-3-11	РМ	Мал. Орогдакит	Au	49
IV-3-43	РМ	Восточный-1	Au	49
IV-3-45	РМ	Майский, руч.	Au	49
IV-3-50	РМ	руч.Старательский	Au	49
IV-6-3	РМ	Верхний Сарбалах (ниж. уч.)	Au	49
IV-6-4	РМ	Нижний Сарбалах	Au	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
IV-6-9	PM	Веселый (верх. уч.)	Au	49
IV-6-11	PM	Баранья	Au	49
IV-6-16	PM	Нижний Метрополь	Au	49
IV-6-17	PM	Право-Улаханское	Au	49
IV-6-25	PM	Чагдала	Au	49
IV-6-31	PM	Правый Бердякит	Au	49
V-1-43	PM	Ыгтымжак руч.	Au	49
V-2-48	PM	Улегиркан с притоками	Au	49
VI-1-1	PM	Мал. Гюскангра – Гюскангра	Au	49
VI-1-7	PM	Улахан -Мелемкен	Au	49
VI-1-8	PM	Кудулукан-II	Au	49
VI-1-11	PM	Гувилгра	Au	49
VI-1-21	PM	Конеркит	Au	49
VI-1-22	PM	Дабан	Au	49
VI-1-26	PM	Ягодный – Лев. Ягодный	Au	49
III-2-12	RP	р.Угун	Au	49
Серебро				
III-5-30	PM	Улахан-Силигиле, р	Ag	49
III-6-1	PM	Юрехте, р.	Ag	49
III-6-5	PM	Эльгежян, р.	Ag	49
III-6-6	PM	Эльгежян, р.	Ag	49
III-6-8	PM	Эльгежян, р.	Ag	49
III-6-10	PM	Эльгежян, р.	Ag	49
III-6-11	PM	Ангалакыт, р.	Ag	49
III-6-12	PM	Джанда, р.	Ag	49
III-6-13	PM	Джанда, р.	Ag	49
III-6-14	PM	Джанда, р.	Ag	49
III-6-15	PM	Джанда, р.	Ag	49
III-6-16	PM	Джанда, р.	Ag	49
III-6-18	PM	Джанда, р.	Ag	49
III-6-23	PM	Успун, р.	Ag	49
III-6-26	PM	Боллохтох, р.	Ag	49
IV-5-7	PM	Орто-Сала, р.	Ag	49
IV-5-11	PM	Кутуяхтах, руч.	Ag	49
V-5-8	PM	Князь-Юрях Гонамский, руч.	Ag	49
V-5-10	PM	Холболох, руч.	Ag	49
V-5-14	PM	Боролган, руч.	Ag	49
V-5-16	PM	Холболох, руч.	Ag	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
V-5-17	ПМ	Холболох, руч.	Ag	49
V-5-22	ПМ	Алгома, р.	Ag	49
V-5-26	ПМ	Алгома, р.	Ag	49
VI-3-15	ПМ	Налурак, р.	Ag	49
VI-3-20	ПМ	Карурак, р.	Ag	49
VI-4-19	ПМ	Джес, руч.	Ag	49
V-5-19	ГдХА	Акча, руч.	Ag,La	49
Радиоактивные элементы				
Уран				
II-1-71	МК	Южное (Элькон)	U (Au,Ag,V)	43,92
II-1-80	МК	Южное (Эльконское Плато)	U (Au,Ag,V)	43,92
III-1-8	МК	Южное (Курунг)	U (Au,Ag,V)	44,92
III-1-15	МК	Северное	U (Au,Ag,V)	44,92
III-1-19	МК	Южное (Непроходимое)	U (Au,Ag,V)	44,92
III-1-38	МК	Южное (Дружное)	U (Au,Ag,V,Mo)	44,92
III-1-64	МС	Зона Пологая (участок Снежный)(Снежное)	U	44,92
II-1-40	ММ	Эльконское	U	43,92
II-1-64	ММ	Эльконкан	U	43,92
III-1-1	ММ	Зона Надеждинская (Сохолоохская)(Надеждинское)	U	44,92
III-1-6	ММ	Зона Интересная (Интересное)	U	44,92
III-1-17	ММ	Магнитное	U	44,92
III-1-37	ММ	Зона Медвежья	U	44,92
III-1-42	ММ	Зона Невская	U	44,92
III-1-43	ММ	Таежное	U	44,92
III-1-47	ММ	Зона Главная	U	44,92
III-1-66	ММ	Зона Весенняя (участок Правобережный)	U	44,92
III-1-67	ММ	Зона Центральная (участок Правобережный)	U	44,92
III-1-71	ММ	Федоровское	U	44,92
III-1-104	ММ	Зона Агдинская (Агдинское)	U	44,92
III-1-188	ММ	Увальное	U	44,92
II-1-45	П	Сосновое	U	43
III-1-89	П	Сиибээк	U	44
III-1-98	П	Бирское	U	44
III-1-122	П	Дьёгоскиит	U	44

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
Ш-1-124	П	Зона Главная-II	У	44
Ш-1-146	П	Седловое	У	44
Ш-1-156	П	Джекондинское	У	44
Ш-1-201	П	Амбурдак	У	44
Ш-1-212	П	гора Веселая	У	44
Ш-1-218	П	Дес-Большой-I	У	44
Ш-1-220	П	Тростниковое	У	44
Ш-1-239	П	Морган	У	44
V-6-3	П	Тройка-2(810-1)	У	149
V-6-22	П	Ойгу	У	149
II-2-2	ПМ	Нижне-Тимптонское	У	149
Ш-1-191	ПМ	Корешки-II	У	44
Ш-1-230	ПМ	Дес-Большой-II	У	44
Ш-1-237	ПМ	Правобережное	У	44
Ш-1-250	ПМ	Бол. Неакуя-II	У	44
Ш-1-271	ПМ	Малая Неакуя-II	У	44
Ш-2-2	ПМ	Тимптон-Быстрый	У	149
Ш-2-13	ПМ	Островное	У	149
Ш-2-29	ПМ	Джелтулах-I	У	149
Ш-2-39	ПМ	Тыркандинское	У	149
Ш-5-10	ПМ	Орто-Мугускан	У	149
IV-1-6	ПМ	Слоистое	У	149
IV-1-19	ПМ	Зона Леглиерская	У	149
IV-2-3	ПМ	Джало	У	149
IV-3-1	ПМ	Уньлое	У	149
IV-3-26	ПМ	Вольное	У	149
IV-3-29	ПМ	Или-II	У	149
IV-3-37	ПМ	Мус-Оннное-VI	У	149
IV-3-42	ПМ	Юрдюк	У	149
IV-3-54	ПМ	Холболох	У	149
V-1-16	ПМ	Оюмрак	У	149
V-2-39	ПМ	Чайдах-I	У	149
V-2-46	ПМ	Гуринское	У	149
V-3-13	ПМ	Ломамское	У	149
V-4-2	ПМ	Аномалия 884-1	У	149
V-4-8	ПМ	Аномалия 884-2	У	149
V-4-9	ПМ	Аномалия 880-1	У	149
V-6-1	ПМ	Аномалия 51095-1	У	149

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
V-6-2	ПМ	Тройка-1(700-1)	У	149
V-6-4	ПМ	Аномалия 902-16	У	149
V-6-6	ПМ	Аномалия 811-3	У	149
V-6-10	ПМ	МТ-220-1	У	149
V-6-13	ПМ	МТ-205-1,2	У	149
V-6-17	ПМ	1512-1	У	149
VI-1-17	ПМ	Конеркит	У	149
VI-1-25	ПМ	Гонамское	У	149
VI-2-14	ПМ	Августовское	У	149
VI-3-5	ПМ	Атугей-I	У	149
VI-3-22	ПМ	Сутамское-I	У	149
Неметаллические ископаемые Оптические материалы Кварц оптический				
IV-6-13	МС	Дальнее	q	49
IV-6-10	ММ	Кет-Кап (Кеткапское)	q	49
III-1-30	П	Водораздельное	q	49
III-1-74	П	Масгытское	q	49
IV-5-4	П	Талаа, р.	q	49
IV-6-28	П	Бердыкит, р.	q	49
IV-6-46	П	Оенек, р.	q	49
V-1-40	П	Амнунакан	q	49
V-1-45	П	Модемконское, Аччыгый-Мелемкен, р.	q	49
V-2-31	П	Сеймдже, р.	q	49
V-3-4	П	Сеймджа-Макыт, руч.	q	49
V-3-10	П	Иджак, руч.	q	49
V-3-20	П	Неричи, р.	q	49
V-3-25	П	Неричи, р.	q	49
V-3-28	П	Мал.Сеймджа, р.	q	49
V-3-54	П	Гонам, р.	q	49
V-4-1	П	Куртах, р.	q	49
V-4-4	П	Гонам, р.	q	49
V-4-6	П	Нингам, р.	q	49
V-4-10	П	Нингам, р.	q	49
V-4-12	П	Токариккан, руч.	q	49
VI-2-2	П	Орогдокитское	q	49
VI-4-13	П	Мал.Мукунда, р.	q	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
Химическое сырье				
Флюорит флюс				
II-1-25	П	Верхнекедергинское	flф	49
II-1-26	П	Правокедергинское	flф	49
II-1-29	П	Водораздельное	flф	49
II-1-30	П	Гольцовое	flф	49
II-1-47	П	Правоэльконское	flф	49
III-1-3	П	Левозэльконское	flф	49
III-1-13	П	Эльконское	flф	49
III-1-23	П	Второе	flф	49
III-1-65	П	Гутбаевское	flф	49
III-1-94	П	Усть-Сохсолохское	flф	49
III-1-99	П	Бир	flф	49
Барит				
III-6-4	П	Учур, р.	ba	49
IV-4-8	П	Гыным, р.	ba	49
V-5-12	П	Князь-Юрях Алгоминский, руч.	ba	49
V-5-21	П	Джилое, р.	ba	49
V-5-25	П	Утанах, руч.	ba	49
IV-6-35	ШО	Прав. Бердякит, руч.	ba	49
Стронцианит				
III-2-3	ПМ	Тимптон, р.	str	49
III-2-4	ПМ	Кюрикан, р.	str	49
III-2-5	ПМ	Кюрикан, р.	str	49
III-2-6	ПМ	Тимптон, р.	str	49
III-2-7	ПМ	Кюрикан, р.	str	49
III-2-10	ПМ	Кюрикан, р.	str	49
III-2-11	ПМ	Кюрикан, р.	str	49
III-2-18	ПМ	Кюрикан, р.	str	49
III-2-24	ПМ	Джелтула, руч.	str	49
III-2-25	ПМ	Джелтула, руч.	str	49
III-2-27	ПМ	Горельий, руч.	str	49
III-2-30	ПМ	Джелтула, руч.	str	49
III-2-33	ПМ	Джелтула, руч.	str	49
III-2-34	ПМ	Джелтула, руч.	str	49
III-2-37	ПМ	Бол. Тырканда, р.	str	49
III-2-41	ПМ	Иджак, р.	str	43
Боросиликаты				

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
III-5-3	П	Чегдетер, р.	bs	49
III-5-4	П	Чегдетер, р.	bs	49
IV-5-9	П	Учур, р.	bs	49
IV-5-12	П	Сеймдже, р.	bs	49
IV-5-14	П	Мусовский лакколит	bs	49
IV-5-16	П	Курум, р.	bs	49
IV-5-18	П	Мус, р.	bs	49
IV-5-19	П	Прав. Мус, р.	bs	49
IV-5-22	П	Курум, р.	bs	49
IV-5-24	П	Мус, р.	bs	49
IV-5-25	П	Мус, р.	bs	49
IV-5-26	П	Мус, р.	bs	49
IV-5-28	П	Учур, р.	bs	49
IV-5-29	П	Учур, р.	bs	49
Керамическое и огнеупорное сырье				
Силлиманит				
III-1-12	П	Малобыллымахское	si	49
III-1-32	П	Люкюгенгнахское	si	49
III-1-50	П	Русское	si	49
III-1-91	П	Эмельджакское	si	49
Горнотехническое сырье				
Асбест				
III-1-148	П	Часовое	asb	49
III-3-6	П	Улахан-Суннагын, р.	asb	49
IV-6-15	П	Тремолитовый	asb	49
Мусковит				
II-1-51	П	Элькюканское	mu	49
III-1-240	П	Правобыллымахское	mu	49
III-2-17	П	Кюрикан, р.	mu	49
III-2-28	П	Джелтула, руч.	mu	49
III-6-20	П	Учур, р.	mu	49
IV-2-2	П	Ивановское	mu	49
IV-2-9	П	Ючюгей, руч.	mu	49
IV-3-38	П	Мал. Тырканда, р.	mu	49
V-3-3	П	Гыным, р.	mu	49
Флогопит				
III-1-100	МС	Эмельджакское	phl	49
V-1-17	МС	Оюмракское	phl	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
II-1-48	ММ	Эльконское	phl	49
II-1-50	ММ	Белибердинское	phl	49
II-1-55	ММ	Безымянное 30 км Ю г,Томмота-1	phl	49
III-1-114	ММ	Верхне-Эмельджакское	phl	49
III-1-223	ММ	Каталахское	phl	49
III-1-255	ММ	Неакуинское	phl	49
III-1-273	ММ	Шумное	phl	49
III-1-280	ММ	Большое Гоновское	phl	49
III-5-11	ММ	Учурское	phl	49
III-5-19	ММ	Маган-Тассовское	phl	49
IV-1-12	ММ	Эгетинское	phl	49
IV-1-22	ММ	Южное	phl	49
IV-1-23	ММ	Озерное	phl	49
IV-1-14	ММ	Федоровское	phl,Mo	49
IV-1-18	ММ	Новонадежное	phl,Mo	49
IV-1-45	ММ	Олонгринское	phl	49
II-1-27	П	Бадаранаское	phl	49
II-1-38	П	Ягодное	phl	49
II-1-39	П	Усть-Билибердинское	phl	49
II-1-43	П	Северное	phl	49
II-1-44	П	Маристое	phl	49
II-1-52	П	Туманное	phl	49
II-1-57	П	Молодёжное	phl	49
II-1-58	П	Берджигесское I	phl	49
II-1-59	П	Комариное	phl	49
II-1-60	П	Джелиндинское	phl	49
II-1-62	П	Берджигесское II	phl	49
II-1-63	П	Билляхское	phl	49
II-1-65	П	Правобережное	phl	49
II-1-67	П	Акинское	phl	49
II-1-68	П	Непроходимое	phl	49
II-1-70	П	Водораздельное	phl	49
III-1-7	П	Правозьлконское	phl	49
III-1-20	П	Бес-Юряхское	phl	49
III-1-25	П	Левокунгское	phl	49
III-1-27	П	Верхнебичимское	phl	49
III-1-29	П	Верхнепроходимское	phl	49
III-1-33	П	Водораздельное	phl	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
Ш-1-34	П	Верхнекурунгатское	phl	49
Ш-1-36	П	Верхнекунгринское	phl	49
Ш-1-45	П	Усть-Бесюряхское	phl	49
Ш-1-51	П	Левобесюряхское	phl	49
Ш-1-52	П	Письминское	phl	49
Ш-1-54	П	Снежное	phl	49
Ш-1-57	П	Тихое	phl	49
Ш-1-58	П	Правобесюряхское	phl	49
Ш-1-59	П	Ыллымахское	phl	49
Ш-1-60	П	Большеыллымахское	phl	49
Ш-1-69	П	Нижнемаристое	phl	49
Ш-1-72	П	Реновское (Ареновское)	phl	49
Ш-1-75	П	Усть-Русское	phl	49
Ш-1-76	П	Усть-Эмельджакское	phl	49
Ш-1-77	П	Верхнешанговое	phl	49
Ш-1-82	П	Сохолохское верхнее	phl	49
Ш-1-83	П	Правокунгринское	phl	49
Ш-1-84	П	Дорожное	phl	49
Ш-1-86	П	Шанго-Пуховое	phl	49
Ш-1-88	П	Сохолохское нижнее	phl	49
Ш-1-90	П	Сибякское	phl	49
Ш-1-93	П	Верхнемаристое	phl	49
Ш-1-95	П	Водораздельное	phl	49
Ш-1-96	П	Холоднинское	phl	49
Ш-1-103	П	Никовское I	phl	49
Ш-1-106	П	Эмельджак	phl	49
Ш-1-110	П	Эльзовское	phl	49
Ш-1-111	П	Анинское	phl	49
Ш-1-116	П	Нининское	phl	49
Ш-1-126	П	Таборное	phl	49
Ш-1-129	П	Верхнесибякское	phl	49
Ш-1-131	П	Горелое	phl	49
Ш-1-133	П	Таборное	phl	49
Ш-1-135	П	Водораздельное	phl	49
Ш-1-137	П	Знаменское	phl	49
Ш-1-138	П	Верхнеэмельджакское правое	phl	49
Ш-1-142	П	Верхнеэмельджакское левое	phl	49
Ш-1-143	П	Магнитное	phl	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
Ш-1-145	П	Лесное	phl	49
Ш-1-147	П	Верхнеивановское левое	phl	49
Ш-1-154	П	Базовое	phl	49
Ш-1-152	П	Верхнекирибиканское	phl	49
Ш-1-157	П	Правобольшелымахское	phl	49
Ш-1-159	П	Керибиканское	phl	49
Ш-1-162	П	Ерошкинское	phl	49
Ш-1-163	П	Топографическое	phl	49
Ш-1-164	П	Тюнгере-Сибякское	phl	49
Ш-1-169	П	Тюнгере лравый	phl	49
Ш-1-170	П	Ириляхское	phl	49
Ш-1-173	П	Дивное	phl	49
Ш-1-175	П	Усть-Правобольшелымахское	phl	49
Ш-1-176	П	Верхнебольшелёсовское	phl	49
Ш-1-177	П	Корешки I	phl	49
Ш-1-180	П	Верхнекрутое II	phl	49
Ш-1-181	П	Тюнгере	phl	49
Ш-1-182	П	Валунистое	phl	49
Ш-1-185	П	Корешки III	phl	49
Ш-1-186	П	Эфельное	phl	49
Ш-1-187	П	Правопокостахское	phl	49
Ш-1-193	П	Покостахское	phl	49
Ш-1-195	П	Скалистое	phl	49
Ш-1-196	П	Цветковское	phl	49
Ш-1-197	П	Покостахское III	phl	49
Ш-1-198	П	Крутое II	phl	49
Ш-1-199	П	Малодёсовское	phl	49
Ш-1-200	П	Правокрутое	phl	49
Ш-1-202	П	Амбурдакское	phl	49
Ш-1-206	П	Левокрутое	phl	49
Ш-1-209	П	Салга-Дес	phl	49
Ш-1-216	П	Прощальное устьевое	phl	49
Ш-1-221	П	Прощальное правое	phl	49
Ш-1-222	П	Прощальное I	phl	49
Ш-1-224	П	Десовское	phl	49
Ш-1-231	П	Десовское	phl	49
Ш-1-234	П	Тарынахское	phl	49
Ш-1-242	П	Большенеакуинское	phl	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
Ш-1-243	П	Дес-Неакуинское	phl	49
Ш-1-245	П	Правобольшенеакуинское I	phl	49
Ш-1-248	П	Правобольшенеакуинское II	phl	49
Ш-1-249	П	Правомедвежье	phl	49
Ш-1-251	П	Ниреляхское III	phl	49
Ш-1-254	П	Ниреляхское II	phl	49
Ш-1-256	П	Верхнемедвежье I	phl	49
Ш-1-258	П	Неакуя-Гранитное	phl	49
Ш-1-260	П	Усть-Спорное	phl	49
Ш-1-264	П	Гранитное	phl	49
Ш-1-265	П	Гранитное нижнее	phl	49
Ш-1-266	П	Дремученское	phl	49
Ш-1-268	П	Чертово правое	phl	49
Ш-1-269	П	Гранитное	phl	49
Ш-1-270	П	Плёсовое II	phl	49
Ш-1-272	П	Усть- Малонеакуинское I	phl	49
Ш-1-275	П	Усть- Малонеакуинское II	phl	49
Ш-1-276	П	Плёсовое IV	phl	49
Ш-1-277	П	Плесовское	phl	49
Ш-1-278	П	Малонеакуинское	phl	49
Ш-1-279	П	Малонеакуинское левое	phl	49
Ш-1-281	П	Ебринское	phl	49
Ш-2-14	П	Тимптон, р.	phl	49
Ш-2-19	П	Мигда, руч.	phl	49
Ш-2-20	П	Мигда, руч.	phl	49
Ш-2-31	П	Усть-Неакуинское	phl	49
Ш-2-32	П	Неакуинское	phl	49
Ш-2-42	П	Парамоновский, руч.	phl	49
Ш-3-4	П	Куогайа, р.	phl	49
Ш-5-5	П	Орто-Мегюскян, р.	phl	49
Ш-5-8	П	Орто-Мегюскян, р.	phl	49
Ш-5-12	П	Участок 22	phl	49
Ш-5-13	П	Мегюскян, р.	phl	49
Ш-5-14	П	Арябиловское	phl	49
Ш-5-17	П	Мекюнде, р.	phl	49
Ш-5-20	П	Улахан-Силигиле, р.	phl	49
Ш-5-21	П	Улахан-Силигиле, р.	phl	49
Ш-5-23	П	Мекюнде, р.	phl	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
III-5-24	П	Маган-Тас, р.	phl	49
III-5-27	П	Мекюнде, р.	phl	49
III-5-28	П	Мекюнде, р.	phl	49
III-5-29	П	Мекюнде, р.	phl	49
III-5-31	П	Тый-Сыебэта, р.	phl	49
III-5-34	П	Тый-Сыебэта, р.	phl	49
III-5-35	П	Тый-Сыебэта, р.	phl	49
III-6-2	П	Учур, р.	phl	49
III-6-21	П	Мегюскян, р.	phl	49
IV-1-1	П	Безымянное	phl	49
IV-1-3	П	Тас-Ханкинское	phl,Мо	49
IV-1-2	П	Малогоновское	phl	49
IV-1-11	П	Бурдыхлайское	phl	49
IV-1-13	П	Сейм, р.	phl	49
IV-1-16	П	Хонку	phl	49
IV-1-20	П	Надежное	phl	49
IV-1-21	П	Банное	phl	49
IV-1-24	П	Сейм, р.	phl	49
IV-1-25	П	Скальный участок	phl	49
IV-1-27	П	Атырский участок	phl	49
IV-1-29	П	Тимптон, р.	phl	49
IV-1-30	П	Дессовское	phl	49
IV-1-31	П	Тимптон, р.	phl	49
IV-1-32	П	Тимптон, р.,Нельгюу, р.	phl	49
IV-1-33	П	Тимптон, р.	phl	49
IV-1-37	П	Нельгюу, р.	phl	49
IV-1-39	П	Тимптон, р.	phl	49
IV-1-44	П	Тимптон, р.	phl	49
IV-2-1	П	Иджакское	phl	49
IV-3-5	П	Джолгулах, р	phl	49
IV-3-8	П	Джолгулах, р	phl	49
IV-3-10	П	Джолгулах, р	phl	49
IV-3-27	П	Аммуначи, руч.	phl	49
IV-3-35	П	Мокрый, руч.	phl	49
IV-4-3	П	Тарынгнаах, р.	phl	49
IV-4-7	П	Лаппу, р.	phl	49
V-1-1	П	Дорожное	phl	49
V-1-2	П	Немчуха	phl	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
V-1-3	П	Кирджагисское	phl	49
V-1-4	П	Глухое	phl	49
V-1-5	П	Кирджагис, руч.,Нельгюу, р.	phl	49
V-1-6	П	Кирджагис, руч.	phl	49
V-1-7	П	Верхнекитомокское	phl	49
V-1-8	П	Топографическое	phl	49
V-1-9	П	Студенческое,Кирджагис, руч.,Верхнеопактакское	phl	49
V-1-9	П	Восход	phl	49
V-1-10	П	Останцовое северное, южное	phl	49
V-1-11	П	Прав. Онактаков, руч.,Онактакское,Горное	phl	49
V-1-12	П	Восточное	phl	49
V-1-13	П	Онактак, р.,Источное	phl	49
V-1-14	П	Прав. Онактаков, руч.	phl	49
V-1-15	П	Темаруктаское	phl	49
V-1-18	П	Встречное	phl	49
V-1-19	П	Водораздельное	phl	49
V-1-20	П	Темаруктас, руч.	phl	49
V-1-21	П	Малооюмракское,Левуююмракское	phl	49
V-1-22	П	Сис, гора	phl	49
V-1-23	П	Сис, гора	phl	49
V-1-24	П	Снежное	phl	49
V-1-25	П	Тарын	phl	49
V-1-32	П	Мал. Нельгюу, р.	phl,Мо	49
V-1-33	П	Анамдакское	phl	49
V-1-34	П	Дгнетаркитское	phl	49
VI-1-10	П	Кудуликан, р.	phl	49
VI-2-4	П	Неконгра, р.	phl	49
VI-2-27	П	Некангрское	phl	49
VI-2-34	П	Верхнеусмунское	phl	49
VI-2-38	П	Худучское	phl	49
VI-4-20	П	Чайдах, р.	phl	49
Графит				
III-1-274	П	Чебере	gp	44
III-1-204	П	Тростниковое	gp	49
III-1-213	П	Петрович	gp	49
III-6-19	П	Мегюскян, р.	gp	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
IV-2-5	П	Хангас-Иджак, р.	gp	49
IV-2-10	П	Хангас-Иджак, р.	gp	49
IV-2-11	П	Хангас-Иджак, р.	gp	49
IV-3-3	П	Джолтулах, р	gp	49
IV-3-9	П	Джолтулах, р	gp	49
IV-3-21	П	Аргах-Сала, руч.	gp	49
IV-3-41	П	Мокрый, руч.	gp	49
IV-4-2	П	Тарынгнаах, р.	gp,si	49
IV-4-5	П	Лаппу, р.	gp,si	49
IV-4-6	П	Ымыя, р.	gp,si	49
IV-5-5	П	Курунг, р.	gp	49
IV-5-8	П	Курунг, р.	gp	49
V-2-5	П	Сеймдже, р.	gp	49
V-2-12	П	Сеймдже, р.	gp	49
V-2-14	П	Гыным, р.	gp	49
V-2-20	П	Сеймдже, р.	gp	49
V-2-37	П	Усмун, р.	gp	49
V-4-3	П	Гонам, р.	gp	49
V-4-7	П	Нингам, р.	gp	49
V-6-12	П	Джиендо, р.	gp	49
VI-2-1	П	Орогодокитское	gp	49
VI-3-16	П	Кыльджит, руч.	gp	49
VI-4-21	П	Чайдах, р.	gp	49
Драгоценные и поделочные камни				
Оникс мраморный				
II-3-1	ММ	Тумулдурское	КП	49
Строительные материалы				
Магматические породы				
Кислые интрузивные породы				
II-1-20	ММ	Элькон	СМ	49
Карбонатные породы				
Известняк				
II-1-4	ММ	Алданское	И	49
II-1-14	ММ	Известковое-2	И	49
II-6-3	ММ	Дьяанда, р.	И	49
Доломит				
I-2-2	ММ	Верхняя Амга	Д	49

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
II-1-8	ММ	Укуланское II	Д	49
II-1-9	ММ	Укуланское I	Д	49
II-1-11	ММ	Известковое	Д	49
II-5-7	ММ	Хаахаан, р.	Д	49
II-5-9	ММ	Юноелээ, р.	Д	49
II-6-2	ММ	Дьяанда, р.	Д	49
Мергель				
II-1-6	ММ	Дорожное	СМ	49
Глинистые породы Глины кирпичные				
II-1-82	ММ	Курумканское	Гкр, Fe, Au	49
II-1-83	ММ	Томмотское	Гкр	49
II-1-85	ММ	Укуланское	Гкр	49
II-1-86	ММ	Эльконское	Гкр	49
II-6-4	ММ	Кутана, пос.	Гкр	49
III-5-39	ММ	Алдан, р.	Гкр	49
Обломочные породы Песчано-гравийный материал				
II-1-81	ММ	Самахачанское В 5 км к СЗ от г, Томмот	Пгм	49
II-1-84	ММ	Еннье В 0,5 км от г, Томмота	Пгм	49
II-1-87	ММ	Малоджелидинское	Пгм	49
Щебень				
II-1-88	МС	Усть-Элькон В 2 км к ЮВ от п.Алексеевск	СМ	49
II-1-89	МС	Южное В 5 км к юго-востоку от п.Алексеевск	СМ	49
Песчаник				
I-2-1	ММ	Б/Н карьер	П	49
II-1-2	ММ	410 км (карьер №4) железной дороги	П	49
II-1-3	ММ	404 км (карьер №3) железной дороги	П	49
II-1-5	ММ	398 км (карьер №2) железной дороги	П	49
II-1-10	ММ	383 км (карьер №1) железной дороги	П	49
Прочие ископаемые Кварцит				
VI-2-3	ММ	Орогдокитское	К	49
VI-2-37	ММ	Оноктинское	К	49
VI-2-42	ММ	Дандычское	К	49
Песок формовочный				

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Полезное ископаемое	Номер источника по списку литературы
VI-1-36	П	Хугда, р.	фр	49
VI-1-37	П	Гонам, р.	фр	49
VI-1-38	П	Давангра, гора	фр	49
VI-1-39	П	Ногняжек, гора	фр	49
VI-1-35	П	Гонам, р.	фр	49
VI-2-51	П	Чимкатское	фр	49
Подземные воды(питьевые)				
I-2-4	П	Модут		45
II-1-7	П	Синегорье		44

Принятые сокращения :

Коренные месторождения: МУ-уникальные, МК – крупные, МС – средние, ММ – малые.

Россыпные месторождения: РК – крупные, РС – средние, РМ – малые.

Промышленная освоенность месторождений: Э – эксплуатируемые, О – отработанные, н/п – непромышленные.

П – проявления, РП – россыпи проявления, ПМ – пункты минерализации, И- источники.

ШО – шлиховые ореолы, ШП – шлиховые потоки, ПГХО – первичные геохимические ореолы,

ВГХО – вторичные геохимические ореолы, ГдХА – аномалии гидрохимические.

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Единица измерения	Площадь S, км ²	Запасы категории (А,В и С)				Σ А+В+С	Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы Р			Сумма запасов и ресурсов	ДУКТИВНОСТЬ (запа-
					А	В	С1	С2			Р1	Р2	Р3		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	1.1 Au Средне-Амгинский потенциальный золоторудный район	Золото	т	3410								54		54	
2	1.2 Au Курумканский потенциальный золоторудный район	Золото	т	2480								26,45		26,45	
3	3.1 Au,Ag Кет-Капский серебряно-золоторудно-россыпной район	Золото россыпное	т	4265			1,14	0,03	1,17	0,05				1,21	
		Золото	т								45,50		45,50		
4	3.1.1 Au,Ag Улаханский серебряно-золоторудно-россыпной узел	Золото россыпное	т	896			0,81	0,03	0,84	0,05				0,89	
		Золото	т								45,50		45,50		
5	Алданская минерагеническая субпро-	Золото россыпное	т				0,31		0,31	0,45		1,62		2,38	

№ п/п	Название, ранг и индекс винция (кроме рудных районов)	Полезное ископаемое	Месторождение	Измерительная единица	Запасы категории (А, В и С)	Σ А+В+С	Лансо-выс	Прогнозные ресурсы Р		запасы и ресурсы	Тив-			
								Редкие земли (TR ₂ O ₃) россыпные				69,61	3,67	3,67
								Мусковит						
6	4.1 Ау Тыркандинский золоторудно-россыпной район	Золото россыпное	т	3070	10,54	0,21	10,75	3,85			14,60			
													Золото	т
7	4.2 Ау, Мо Ломамский потенциальный молибдено-золоторудно-россыпной район	Золото	т	4082						189	0,05			
8	4.3 Ау Гувилгра-Токориканский золоторудно-россыпной район	Золото россыпное	т	2160	0,16	0,02	0,18	0,04	5,15		5,37			
													Золото	т

№ п/п	Название, ранг и индекс	Полезное ископаемое	Единица измерения	Тоннаж	Запасы категории (А,В и С)			Σ А+В+С	Лансовые	Прогнозные ресурсы Р			Запасы и ресурсы	Тив-
					А	В	С			Р1	Р2	Р3		
9	5 Au(Ag,Mo)/J ₃ -K ₁ Атугей-Муламская потенциальная молибден-серебро-золоторудная минерогеническая зона (кроме рудных районов)	Железо	млн. т								20	20		
10	5.0.1 Au,Mo Нингамский потенциальный молибденно-золоторудный узел	Золото	т	7000							90	90	0,13	
11	6.1 УК Токинский угленосный район	Уголь	млн. т	5040	601,22	1003,28	493,88	2098,38		2239	337	608	5282,38	
12	6.2 УК Ытымджинский угленосный район	Уголь	млн. т	980				1000					1000	
13	7.0.1 Nb,Ta Арбарастахский потенциальный танталониобиевый рудный узел	Ниобий (Nb ₂ O ₅)	тыс. т	4000								187,00	187,00	
		Редкие земли (TR ₂ O ₃)	тыс. т									368,00	368,00	

№ п/п	Название, ранг и индекс	Полезное ископаемое	Минерал	Измерительная единица	Тыс. тонн	Запасы категории (А, В и С)			Σ А+В+С	Лансо-выс	Прогнозные ресурсы Р			запасы и ресурсы	продуктив-	
						А	В	С			Р1	Р2	Р3			Р4
14	0.1 Au, U/I ₃ - K ₁ , Q- N, Q Централь- но- Алдан- ский урано- золото- рудный район	Золото россыпное	т				0,64	0,48	1,12					1,12		
		Золото	т				9,85	181,24	191,09	98,42	0,98			290,49	0,1	
		Уран	ты с.т				8,67	112,74	260,18	381,59	935,83	56,8	32,3		1406,52	0,5
		Серебро	т				6	##	##	2368,60	1115,2	0,24			3484,04	1,24
		Молибден	ты с.т						55,64	55,64	0,02	52,30			107,96	0,04
		Ванадий	ты с.т						113,1	113,1	51,5				164,6	0,06
15	0.1.1 U, Au, Mo Элькон- ский молибдено- золото- ураново- рудный узел	Уран	ты с.т				8,67	112,74	260,18	381,59	935,83	56,8	32,3	1406,52	1,15	
		Золото	т						178,89	96,83				275,73	0,23	
		Серебро	т						2361,4	1114,3				3475,7	2,85	
		Молибден	ты с.т						55,64	55,64	0,02	52,30		107,96	0,09	
		Ванадий	ты с.т						113,1	113,1	51,5			164,6	0,13	
16	0.2 phl(Fe, gp) /AR ₂ Тимптон- ский гра- фит- железо- рудный- флогопи- тоносный район	Флогопит	млн. т				0,09	0,24	0,11	0,43	0,03			0,46		
		Железо	млн. т					26,1	26,1	46,5			66,5	139,1	0,01	
		Графит	млн. т							2,72	0,25	0,67		3,6		

№ п/п	Название, ранг и индекс	Полезное ископаемое	Единица измерения	Тоннаж	Запасы категории (А,В и С)			Σ А+В+С	Лансовые	Прогнозные ресурсы Р			Запасы и ресурсы	Тив-
					А	В	С			Р1	Р2	Р3		
17	0.3 phl/AR ₂ Магнатас-Илинский флогопитоносный район	Флогопит	млн. т	7155		0,01	0,01	0,02	0,01				0,03	
18	0.4 q(phl)/AR ₂ -PR ₁ Верхнетимптонский флогопит-кварцевохрусталеноносный район	Кварц	т	360					0,03				0,03	
19	0.5 Au,Ag,Mo/K ₁ ,Q Сугамобрянтинский молибдено-серебро-золоторудно-россыпной район	Золотороссыпное	т	4565		1,01	0,03	1,04	0,01	16,75			17,80	
20	0.5.1 Au,Hg Сугамский ртутно-золоторудно-россыпной узел	Золотороссыпное	т	1185		1,01	0,03	1,04	0,01	16,75			17,80	
21	0.6 Fe/AR ₂ Сугамский железорудный район	Железо	млн. т	3200					0,5		0,5	1		

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объемов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Месторождения рудных полезных ископаемых и алмазов	Железные руды	РР-5	Р3	67 млн т
		Вне РР-2	Р3	20 млн т
	Молибден	РУ-1	Р1	52,3 тыс. т
	Ниобий (Nb ₂ O ₅)	РУ-1	Р3	187 тыс. т
	Редкие земли (без подразделения)	РУ-1	Р3	368 тыс. т
	Золото в коренных месторождениях	РУ-2	Р3	279 т
		Вне РР-2	Р3	0,98 т
Серебро	РР-1	Р1	0,24 т	
Радиоактивное сырье	Уран	РР-9	Р1	56,8 тыс. т
			Р2	32,3 тыс. т
Месторождения нерудных полезных ископаемых, углей, горючих сланцев	Уголь	РР-3	Р1	3354 млн т
			Р2	337 млн т
			Р3	608 млн т
	Слюда-мусковит	Вне РР-1	Р1	69,61 тыс. т
	Глины кирпичные	Вне РР-1	Р1	729,96 тыс. м ³
Россыпные месторождения рудных полезных ископаемых и алмазов	Золото	Вне РР-3	Р3	1,622 т
	Редкие земли (без подразделения)	Вне РР-2	Р3	6,672 тыс. т

Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты 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	Нингамский потенциальный молибдено-золоторудный узел (5.0.1 Au,Mo)		$P_3 = 90 \text{ т}$	90 т	Поисковые работы (Геологическая съемка масштаба 1 : 50000, опережающие геофизические и геохимические исследования, каналы, бурение.), первая очередь.
2	Арбарастахский потенциальный тантал-ниобиевый рудный узел (7.0.1 Nb,Ta)		$P_3(\text{Главное Nb}_2\text{O}_5) = 187 \text{ тыс. т}$ $P_3(\text{Попутное } \Sigma\text{TR}_2\text{O}_3) = 368 \text{ тыс. т}$	(Главное Nb_2O_5) 187 тыс.т (Попутное $\Sigma\text{TR}_2\text{O}_3$) 368 тыс. т	Поисковые работы (Геологическая съемка, опережающие геофизические и геохимические исследования), первая очередь.
3	Ломамский потенциальный молибдено-золоторудно-россыпной район (4.2 Au,Mo)		$P_3 = 189 \text{ т}$	189 т	Ардайская площадь: поисковые работы (Геологическая съемка масштаба 1 : 50000, опережающие геофизические и геохимические исследования, каналы, бурение), первая очередь. Билибинская площадь: поисковые работы (Геологическая съемка масштаба 1 : 50000, опережающие геофизические и геохимические исследования, каналы, бурение), первая очередь. Чайдахская площадь: поисковые работы (Геологическая съемка масштаба 1 : 50000, опережающие геофизические и геохимические исследования, каналы, бурение), вторая очередь.

Прогнозируемые месторождения полезных ископаемых

Название минерагенического таксона	Название объекта	№	Полезное ископаемое	Источник	Запасы и ресурсы по категориям
0.1.1 U, Au, Mo Эльконский молибдено-золото-урановорудный узел	Зона Невская	III-1-1	U	44, 92	$C_2=2,472$ тыс.т; $P_1=3,1$ тыс.т
	Зона Надеждинская (Сохсолоохская) (Надеждинское)	III-1-125	U	44, 93	$C_2=1,475$ тыс.т; $P_1=28,5$ тыс.т
0.2 phl(Fe,gr)/AR ₂ Тимптонский графит-железорудный-флогопитоносный район	Чебере	III-1-274	gr	44	$C_1=0,537$ млн.т; $C_2=2,181$ млн.т; $P_1=0,246$ млн.т; $P_2=0,673$ млн.т
	Эмельджакское	III-1-125	Fe	44, 49	$C_1+C_2=26,1$ млн.т; $P_3=46,5$ млн.т
Вне рудных районов и узлов	Джелтула, руч.	III-2-28	mu	49	$P_2=69,606$ тыс.т

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>Э.К. Ибрагимова, А.В. Радьков</i>	5
1. Стратиграфия. <i>А.В. Ушаков, А.В. Радьков, Д.Д. Ушакова, Е.И. Хорохорина, О.Л. Соловьев</i>	
2. Магматизм. <i>А.В. Ушаков, А.В. Радьков, Н.В. Шатова, Е.И. Хорохорина, О.Л. Соловьев</i>	22
3. Метаморфические и метасоматические образования. <i>А.В. Молчанов, К.А. Кукушкин</i>	
4. Тектоника и глубинное строение. <i>М.Н. Голобурдина, Д.С. Козлов</i>	69
5. История геологического развития. <i>Д.С. Козлов</i>	
6. Геоморфология. <i>В.Л. Штерхун</i>	96
7. Полезные ископаемые. <i>А.В. Молчанов, Е.А. Смирнов, Е.В. Беленко, Е.В. Смирнова</i>	107
8. Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района. <i>А.В. Молчанов, Е.А. Смирнов, Е.В. Беленко, Д.С. Козлов, Е.В. Смирнова</i>	132
9. Гидрогеология. <i>В.В. Петров</i>	140
10. Эколого-геологическая обстановка. <i>В.В. Петров</i>	152
Заключение. <i>А.В. Молчанов, А.В. Радьков</i>	
Список литературы	
Текстовые приложения	
	219
	233
	242
	246
	250
	265