

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

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Дальневосточная

Лист N-52 – Зея

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

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. 326 с. + 4 вкл. (МПР России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «Амур-геология»).

Обобщен фактический материал по стратиграфии, магматизму, метаморфизму, тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, полезным ископаемым и закономерностям их размещения, гидрогеологии, геолого-экологической обстановке северо-восточной части Амурской области, западной части Хабаровского края и южной части Республики Саха (Якутия). Используются данные геологических, геохимических и геофизических съемок, разведочных и поисковых работ, а также основные результаты тематических и научно-исследовательских работ, проведенных до 2005 г. Комплект включает карты: геологическую, полезных ископаемых, прогноз-но-минералогическую, вспомогательные схемы, цифровые модели которых составлены в среде ArcView, и сопровождается базами данных.

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

Госгеолкарта и объяснительная записка рассчитаны на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией и металлогенией России.

Табл. 2, ил. 5, список лит. 289 назв., прил. 7.

Авторы:

*А. Н. Сержников, Ю. Р. Волкова, А. Л. Яшнов, М. Ю. Носырев,
В. А. Амантов, Н. Ю. Карпеченкова, Г. Б. Струкова*

Материалы по листу N-52 — Зея одобрены Главной редколлегией по геологическому картированию, рассмотрены и рекомендованы к печати Научно-редакционным советом по геологическому картированию территории Российской Федерации Федерального агентства по недропользованию (НПС Роснедра).

Научный редактор *А. С. Вольский*

© Роснедра, 2007
© ФГУП «ВСЕГЕИ», 2005
© ФГУП «Амургеология», 2005
© Коллектив авторов, 2005
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-52 — Зея площадью 173 227 км² (без территории КНР) в административном отношении охватывает значительную часть Амурской области (Тындинский, Зейский, Магдагачинский, Шимановский, Мазановский и Селемджинский районы) — 149 710 км² (86,4 %), а также Республики Саха (Якутия) (Алданский район) — 13 716 км² (7,9 %), Хабаровского края (Аяно-Майский и Тугуро-Чумиканский районы) — 9801 км² (5,7 %).

Около половины площади занимают низко- и средневысотные горные хребты, остальную часть — плоские межгорные впадины и обширные равнинные пространства (рис. 1). На севере в широтном направлении протягивается Становой хребет с абсолютными отметками от 1000 до 1700 м. Северо-восточнее расположен хр. Токинский Становик, характеризующийся альпинотипным рельефом. Абсолютные отметки в пределах осевой части хребта колеблются от 1794 до 2412 м. Глубина эрозионного вреза речных долин достигает 1000 м. В истоках р. Зея от Станового хребта в юго-восточном направлении ответвляется хр. Джугдыр, рельеф которого отличается мягкостью очертаний склонов и водоразделов. Абсолютные высоты хребта от 1600 до 2050 м. На северо-востоке площади располагается южная часть Токинской депрессии, отличающаяся пологими долинами и низкими плоскими водоразделами, высота которых не превышает 1000—1200 м. В центральной части территории параллельно Становому хребту протягивается 400-километровая цепь хребтов Тукурингра, Соктахан, Джагды, Ланский и Селемджинский. Осевые части хребтов и их северные склоны характеризуются среднегорным резко расчлененным рельефом с абсолютными высотами от 1000 до 1604 м, южные склоны — низкогорным холмисто-увалистым рельефом с высотами 700—900 м. В юго-восточной части площади отмечаются западные отроги хр. Туран. Между Становым хребтом и хребтами Соктахан и Джагды расположена межгорная заболоченная Верхнезейская равнина, переходящая к востоку в Удскую равнину. Южнее от горной цепи хребтов Тукурингра—Селемджинский простирается обширная Амуро-Зейская слабохолмистая равнина с высотами 300—500 м.

Площадь дренируется реками, относящимися к бассейнам р. Амур (Зея, Селемджа, Гилюй), р. Уда (Шевли, Мая) и р. Алдан (Сутам, Алгома, Учур, Идюм). Главная водная артерия — р. Зея, бассейн которой занимает основную часть территории. Горные реки характеризуются большим падением, быстрым течением, перекатами, порогами, иногда водопадами; равнинные — хорошо разработанными широкими террасиро-

ванными долинами, малым падением, меньшей скоростью течения, меандрированием. На р. Зeya создано крупное водохранилище площадью 2420 км², на базе которого действует Зейская ГЭС.

Климат района континентальный, с муссонными чертами. Преобладают ветра северо-западного направления. Осадки выпадают преимущественно в летний период. Среднегодовая температура от 0 до -8 °С. Средняя температура в июле — от 17 °С на севере до 21 °С на юге. Отмечаются большие годовые (45–50 °С) и суточные (до 20 °С) колебания температур воздуха. Безморозный период — от 57 дней на севере до 144 дней на юге. Отрицательной годовой температурой обусловлено широкое развитие мерзлоты — в южной части зимой образуется слой сезонной мерзлоты до 2,5–3 м, полностью оттаивающий к началу июля; в средней и северной частях отмечается островная многолетняя мерзлота мощностью до 70–80 м. Годовое количество осадков изменяется от 500 мм на юго-западе до 800 мм на северо-востоке площади, от 70 до 90 % из них приходится на летние месяцы. Зимой снежный покров составляет от 17 см на юге до 42 см на севере.

Территория повсеместно покрыта лесами. Залесенность уменьшается с севера на юг, т. е. от горных областей к равнинным, с одновременной сменой таежных лесов смешанными. На севере в лесах произрастают лиственница Гмелина, режа даурская береза с примесью плосколистной, встречается сосна. На востоке появляются ель и пихта. В горных районах в нижнем поясе развиты горные лиственничники, на отметках от 900 до 1300 м — пояс кедрового стланика, выше — горная тундра. В поймах рек растут тополь, чозения, рябина, ольха, береза Миддендорфа (черная береза). Смешанные или широколиственно-хвойно-таежные леса распространены в пределах Амуро-Зейской равнины.

Территория в целом населена слабо, плотность населения — менее 1 человека на 1 км². Наиболее освоенными являются южные районы, где в городах Зeya, Шимановск и поселках, расположенных по долинам рек Зeya, Селемджа и Амур, а также вдоль железных дорог и в центрах золотодобычи сосредоточено основное население. В северной части площади инфраструктура связана с трассой БАМ, золотыми приисками и оленеводческими хозяйствами коренных народностей.

В транспортном отношении район освоен слабо. Многие его части труднодоступны. На юго-западе территории проходит Транссибирская железнодорожная магистраль, параллельно которой расположена федеральная автомагистраль Чита–Хабаровск, через центр площади с северо-запада на юго-восток — трасса БАМ. Имеются автодороги местного значения: Тыгда–Зeya, Зeya–Золотая Гора–Кировский–Береговой, Зeya–Снежнегорский, Зeya–Октябрьский, Белогорск–Норск–Февральск–Стойба. Судохозяйство осуществляется по рекам Амур, Зeya, Селемджа (до пос. Норск) и Зейскому водохранилищу (до пос. Бомнак).

Район в целом характеризуется сложным геологическим строением. Здесь распространены стратифицируемые образования нижнего и верхнего архея, нижнего протерозоя, рифея, венда, палеозойской, мезозойской и кайнозойской эратем. Широко и разнообразно проявлен интрузивный магматизм. Породы в большинстве случаев интенсивно дислоцированы. На территории установлено большое количество месторождений и про-

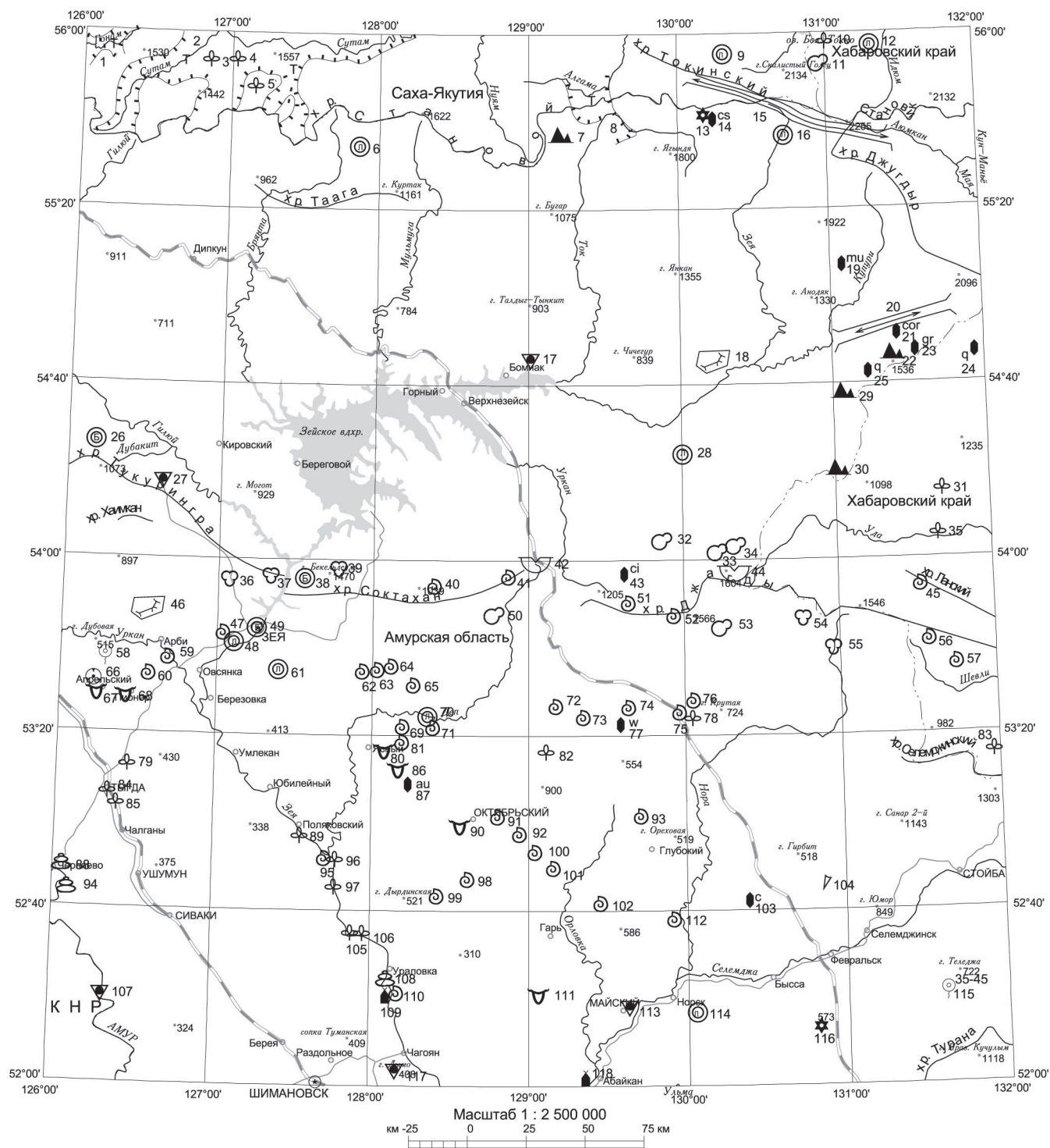


Рис. 2. Схема памятников природы и древней культуры.

явлений полезных ископаемых, из которых особое значение имеют многочисленные россыпи, а также коренные месторождения (Покровское, Пионер, Маломыр и др.) золота.

Геологическая изученность территории листа N-52 весьма неравномерна. Максимальная концентрация работ отмечается в пределах золотоносных рудно-россыпных районов – Дамбукинского, Зее-Селемджинского, Верхнезейского, Джагдинского и др.

Начало геологического изучения территории с середины XIX в. связано с именами Н. П. Аносова, И. С. Боголюбского, В. Н. Дудина, Н. Г. Меглицкого, А. Ф. Миддендорфа и Ф. Б. Шмидта. В это же время в регионе начинается отработка россыпных месторождений золота. С 1894 г. под эгидой Геолкома России создаются Сибирская горная партия (1894–1897 гг.), Амурско-Приморская геологическая партия (1898–1912 гг.) и геологические партии Амурской экспедиции (1910–1912 гг.). Проводится более систематическое изучение района (в особенности его золотоносных территорий), издаются первые геологические карты. Большой вклад в эти работы внесли Э. Э. Анерт, Л. Ф. Бацевич, К. И. Богданович, В. С. Доктуровский, В. Н. Зверев, М. М. Иванов, П. Б. Риппас, А. И. Хлапонин, П. К. Яворский. Их исследования легли в основу первой геологической карты Азиатской России масштаба 100 верст в дюйме и прилагаемой к ней 3-томной записки, изданной в 1917 г.

В 1920-е годы геологические исследования локализуются в пределах уже известных рудно-россыпных районов – Зейского, Унья-Бомского и Нижнего Зейско-Селемджинского [2]. Ведутся интенсивные работы на участках углепроявлений. А. Н. Криштофовичем проведен значительный объем биостратиграфических исследований по угленосным разрезам. В 1928 г. Э. Э. Анертом составлена первая региональная сводка по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока с широким освещением территории Амурской области. Геологическими исследованиями района в этот период занимались Г. П. Волярович, П. А. Сушков, А. З. Лазарев, И. Ф. Каховский и многие другие.

В начале 1930-х годов был осуществлен переход к исследованию района территориальными геологическими управлениями, а с 1950-х годов – к Государственному геологическому картированию мелкого и среднего масштабов. Полученные результаты были обобщены в работах В. Г. Дитмара, М. И. Ициксона, Л. И. Красного, Л. Б. Кривицкого, Ф. А. Макаренко, С. А. Музылева, М. С. Нагибиной, В. В. Онихимовского, Н. П. Саврасова, Л. М. Саяпиной и др. К этому времени относится создание первых корреляционных схем стратиграфии и магматизма, появляются новые данные по полезным ископаемым.

В 1958 г., под руководством Л. И. Красного, составляется Государственная геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 листа N-52, отражающая геологическое строение региона на данном этапе изученности. В 1967 г. Ю. П. Рассказов составил геологическую карту Амурской области и сопредельных территорий Якутской АССР и Читинской области масштаба 1 : 500 000.

Во второй половине 1950-х годов начинается среднемасштабное геологическое картирование территории. Результаты этих исследований положены в основу тома «Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и

Амурская область» под редакцией Л. И. Красного. В данной работе были обобщены многочисленные тематические исследования по стратиграфии (Е. П. Брудницкая, В. Г. Варнавский, Г. Л. Кириллова, М. М. Кошман, Е. Л. Лебедев, Е. А. Модзалевская, Т. М. Окунева, И. И. Сей, А. П. Сорокин, М. Т. Турбин, Г. Р. Шишкина и др.), магматизму, метаморфизму (Г. В. Александров, Е. М. Заблоцкий, М. В. Мартынюк, В. К. Путинцев, В. И. Сухов и др.), геоморфологии (В. В. Николаев, Г. Ф. Уфимцев, Г. И. Худяков и др.) и тектонике (В. А. Амантов, Б. Л. Годзевич, Ю. А. Косыгин, Л. И. Красный, Л. М. Парфенов, В. К. Путинцев, Л. И. Салоп и др.) описываемой площади. Л. И. Красным было предложено рассматривать строение региона в рамках концепции о блоковой делимости земной коры [64].

К середине 1980-х годов геологами ПГО «Дальгеология», «Якутск-геология» и НПО «Аэрогеология» площадь была полностью изучена среднемасштабным геологическим картированием. На наиболее перспективных участках проведены полистные крупномасштабные геологосъемочные работы. Результаты этих исследований были обобщены в изданных Государственных геологических картах масштаба 1 : 200 000 (Барвенко, 1981, 1988; Васькин, 1974, 1988; Гиммельфарб, 1969, 1971; Глуховский, 1969; Зубков, 1972, 1980; Кац, 1969; Казмин, 1963; Караванов, 1976; Карсаков, 1974, 1980; Лошак, 1971; Майборода, 1983; Мамонтов, 1972; Михайлов, 1971; Нестеренко, 1968; Ольков, 1975; Павленко, 1965; Сигов, 1981; Скатынский, 1967; Сорокин, 1977; Сухин, 1960; Турбин, 1967, 1981; Федоровский, 1965; Фролов, 1977; Шиханов, 1976, 1982, 1983; Щербина, 1974; Ялынычев, 1976). Результатом этих работ явилось составление в 1983 г. геологической карты Хабаровского края и Амурской области масштаба 1 : 500 000 (М. В. Мартынюк, А. Ф. Васькин, А. С. Вольский и др.) [24].

В 1985 г. была издана Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) листа N-52 (53) под редакцией Е. М. Заблоцкого [23], в 1991 г. — Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1 : 2 500 000 (М. В. Мартынюк, А. Ф. Васькин, А. С. Вольский, И. П. Вольская и др.) [25], а позднее (в 1996 г.) — Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий масштаба 1 : 2 500 000 (Л. И. Красный, А. С. Вольский, Пэн-Юньбяо и др.) [22]. Обзор истории исследований и их результатов содержит обобщающие работы: «Геологическая карта региона БАМ масштаба 1 : 500 000 (Л. И. Красный, 1984 г.)», «Геологическая карта Дальнего Востока и прилегающих акваторий» масштаба 1 : 1 500 000 (Л. И. Красный, 1986), «Атлас карт геологического содержания зоны Байкало-Амурской магистрали» (гл. ред. Л. И. Красный, 1988).

В 1980–1990-х гг. на площади проводятся ГГС-50, ГДП-50 (Агафоненко, 1995; Бушин, 1991; Волкова, 1995; Вольская, 1978; Глуховский, 1974; Годзевич, 1981; Евласьев, 1987; Жилич, 1982; Карнаушенко, 1990; Малков, 1987; Петрук, 1992; Рыбалко, 1984) и АФГК-50 (Ельянов, 1986; Ивлев, 1987; Козак, 1983; Ляховкин, 1979; Масюк, 1982; Цеймах, 1982), в результате которых получены новые данные о геологическом строении района и полезным ископаемым, уточнен возраст геологических подразделений как палеонтологическими, так и изотопно-геохронологическими методами.

В эти годы проводится большой объем тематических работ по вопросам геолого-структурного районирования территории и прогнозирования полезных ископаемых. Рядом авторов (Л. П. Зоненшайн, Л. М. Парфенов, Б. А. Натальин и др.) история геологического развития региона рассматривается с позиций тектоники плит. В 1987 г. Л. П. Карсаковым и В. Н. Бирюковым составлена Карта метаморфических формаций юга Дальнего Востока [190]. В 1990 г. М. В. Мартынюком предложена схема расчленения интрузивных образований Хабаровского края и Амурской области [223]. В этом же году проведено IV Межведомственное региональное стратиграфическое совещание по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (г. Хабаровск). В 2000 г. состоялось V Дальневосточное МРСС по корреляции континентальных отложений юры и мела (г. Чита), а в 2001 г. – VI Дальневосточное МРСС по корреляции четвертичных отложений Дальнего Востока и Забайкалья (г. Хабаровск). На совещаниях были приняты стратиграфические схемы и схемы геолого-структурного районирования.

В 1998–2001 гг. подготовлены и утверждены в НРС серийные легенды Госгеолкарты-200 второго издания на территорию листа N-52, расположенного на стыке шести серийных легенд: Алданская серия [276]; Джугджурская серия [164]; Становая серия [244]; Зейская серия [201]; Тугурская серия [227]; Буреинская серия [150]. В пределах района подготовлен к изданию комплект Госгеолкарты-200 (издание второе) листа N-52-XXX [1]. В 2001 г. была составлена Геологическая карта Амурской области масштаба 1 : 500 000 (Н. Н. Петрук, Т. В. Беликова, И. М. Дербeko). Карта и объяснительная записка содержат новейшие сведения по стратиграфии, магматизму и геодинамике региона. Данная работа является основой для составления Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения. В это же время были завершены работы по составлению геологических карт масштаба 1 : 500 000 Республики Саха (Якутия) (Г. В. Бирюлькин, Е. С. Бирюлькина, С. В. Седенко), а также Хабаровского края (А. Ф. Васькин и др.). В 2002 г. составлена Легенда Дальневосточной серии листов [209].

В результате поисковых работ Н. П. Аносова (1857–1866 гг.) впервые была установлена золотоносность бассейна верхнего течения р. Зей. С 1873 г. под его руководством были открыты и вовлечены в эксплуатацию богатые россыпи в бассейнах рек Гилуй, Иликан, Унаха, Брянта и Утугай. В 1926 г. Э. Э. Анерт издает карту полезных ископаемых Приамурья, Южного Приморья и Сахалина масштаба 1 : 4 000 000, на которой отображены все имеющиеся рудные и россыпные проявления и месторождения золота и других полезных ископаемых. В конце 1940-х – начале 1950-х годов В. В. Онихимовским, Е. К. Дацко и М. И. Ициксоном разработаны металлогенические схемы территории. В 1965 г. составлена металлогеническая карта (под ред. Е. А. Радкевич), где обобщены данные по геологии и полезным ископаемым, полученные при среднемасштабном картировании. В 1969 г. были завершены тематические исследования по металлогении площади: карта полезных ископаемых Амурской области масштаба 1 : 500 000 с каталогом месторождений и рудопроявлений (Ю. П. Рассказов, М. А. Плотников); металлогения золота Северо-Становой области (В. Г. Ветлужских); обобщающая сводка

по железным рудам Хабаровского края и Амурской области (Е. Г. Сидельникова и др.).

В середине 1970-х годов были изданы Карта эндогенной минерагении Северо-Западной части Тихоокеанского подвижного пояса (под ред. Л. И. Красного, 1973 г.) и Карта экзогенной минерагении Северо-Западной части Тихоокеанского подвижного пояса (под редакцией Д. А. Кирикова, 1975 г.). В результате минерагенического районирования в пределах листа выделены Олекмо-Становая провинция с Северо-Становой и Южно-Становой минерагеническими зонами и Амурская провинция с Умлекано-Огоджинской зоной. В пределах Северо- и Южно-Становой зон прогнозируется оруденение золото-серебряной и золото-сульфидной рудных формаций. При составлении Государственной геологической карты листа N-52 (53) масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) под редакцией Е. М. Заблоцкого в 1983 г. проведено минерагеническое районирование площади [23]. Наиболее перспективными зонами являются: Быссинская — на медную, Бомнакская и Дамбукинская — на золотую и Брянтинская — на медно-молибденовую и молибден-порфировую минерализации. В Джагдинской зоне с золотой и сурьмяно-ртутной минерализациями предполагается наличие крупнообъемных золоторудных объектов в сульфидизированных черносланцевых толщах.

С 1986 г. на площади листа проводят литохимическую съемку по потокам рассеяния масштаба 1 : 200 000 ГП «Опытно-методическая экспедиция» (г. Александров) под руководством В. В. Домчака [165–168], ООО «НП Центр» (г. Хабаровск) — А. Е. Пересторонина [241], Н. П. Андреева [126], ФГУП «Амургеология» (г. Благовещенск) — Д. Л. Вьюнова [157]. Данными работами покрыто около 70 % территории. На остальной ее части проведены литохимические поиски по потокам рассеяния масштаба 1 : 1 000 000 (Антонов и др., 1991). В результате этих работ выявлено большое количество геохимических ореолов золота, серебра, меди, никеля, полиметаллов, молибдена, вольфрама и других элементов. В пределах некоторых из них проведены детализационно-заверочные работы масштабов 1 : 100 000—1 : 25 000, в результате которых были выявлены рудопроявления золота и сопутствующих полезных ископаемых. В последнее время в ФГУП «Амургеология» проводятся комплексные геохимические исследования по обобщению и интерпретации имеющихся данных [156, 261] с целью выделения геохимических полей ранга рудный район—рудный узел с количественной оценкой ресурсов полезных ископаемых в их пределах, формационной оценки прогнозируемых источников аномальных потоков рассеяния и оценки их минерагенического потенциала. Дана характеристика геохимической специализации геологических комплексов.

Территория покрыта мелкомасштабной гравиметрической съемкой. На значительной части, за исключением ее северо-востока, проведены гравиметрические работы масштаба 1 : 200 000. В районе золоторудных месторождений Покровское и Пионер проведена гравиметрическая съемка масштаба 1 : 50 000. Площадь покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 200 000, реже — 1 : 50 000, проведенной в 1958–1995 гг. В результате данных работ была издана Государственная карта аномального магнитного поля. Строение земной коры и верхней мантии изучено тремя профилями глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), в том числе

профилем «Базальт», а также несколькими профилями МОВЗ (метод обменных волн землетрясений) в пределах Верхнезейской равнины. На 20 % площади в 1980-е годы проведены аэроэлектроразведочные работы. Профильное магнито-теллурическое зондирование сделано в основном вдоль трассы БАМ. АГСМ-съемкой масштаба 1 : 50 000 и 1 : 25 000 охвачены площади, перспективные на выявление рудных полезных ископаемых. Все геологические маршруты при геологосъемочных работах сопровождались радиометрическими наблюдениями.

На территории листа проведены гидрогеологические исследования масштаба 1 : 500 000 [146, 147, 177, 289]. Гидрогеологической и инженерно-геологической съемками масштаба 1 : 200 000 охвачено 17 % площади [133–135, 262, 263]. Для предполагаемого строительства гидроэлектростанций инженерно-геологические исследования масштаба 1 : 200 000–1 : 100 000 проводились вдоль рек Амур, Зeya, Селемджа, Гилуй [278]. Инженерно-геологические изыскания масштаба 1 : 500 000 проведены в зоне БАМ [197, 199]. В результате этих работ изучены экзогенные геологические процессы (ЭГП) и мерзлотно-гидрогеологические условия, опубликованы инженерно-геологическая карта и карта ЭГП зоны БАМ масштаба 1 : 500 000, а также гидрогеологическая карта зоны БАМ [231] и прогнозная карта ресурсов подземных вод аналогичного масштаба [249].

На описываемую площадь имеются опережающие геохимическая и геофизическая основы хорошего качества [156], а также дистанционная основа по материалам космических фотосъемок удовлетворительного качества («НИИКАМ») масштаба 1 : 1 000 000.

При составлении комплекта Госгеолкарты листа N-52 были использованы материалы вышеуказанных работ. В 2003 г. ФГУГП «Амургеология» проведены поисковые работы масштаба 1 : 50 000 на участке Тыгдылан, а в 2004 г. — на участке Хугдер. В результате были оценены перспективы участков и сделаны прогнозы на золотое оруденение.

Комплект геологических карт к объяснительной записке сопровождается базами данных: «Органические остатки», «Полезные ископаемые» и «Радиологический возраст». База данных «Органические остатки» была создана в СУБД MS Access 97. Структура БД состоит из связанных между собой таблиц: «tochka», «HarClass» и таблицы «Памятники природы». Таблицы «tochka» и «HarClass» содержат информацию об органических остатках, таблица «Памятники природы» — данные о памятниках природы и археологических находках (рис. 2). На основании введенных данных в эти таблицы генерируются отчеты: Список органических остатков, показанных на геологической карте и Каталог памятников природы и археологических находок. В базе данных посредством DDE имеется динамическая связь с соответствующим проектом ArcView GIS, в котором находятся данные по органическим остаткам и памятникам природы в графическом виде. Координаты точек, номенклатура листа, индекс клетки и номер на карте из проекта передаются в базу данных автоматически при создании объекта. Дополнительная информация по объектам приводится в базе данных.

База данных «Полезные ископаемые» создана в программе Microsoft Excel на основе атрибутивной таблицы одноименного покрытия. Имена

полей таблицы соответствуют требованиям по представлению цифровых моделей карт на НРС Роснедра.

Настоящий комплект Госгеолкарты-1000/3 подготовлен в ФГУГП «Амургеология». Дополнительные карты и схемы комплекта составлены: тектоническая схема, схемы структурно-формационного районирования, схема корреляции геологических подразделений — А. Н. Сerezниковым; геоморфологическая, неотектоническая, эколого-геологическая, гидро-геологическая, геолого-экономическая схемы и схемы оценки эколого-геологической обстановки и гидрогеологического районирования — Ю. Р. Волковой; схема минерагенического районирования и прогноза полезных ископаемых — А. Л. Яшновым; схема глубинного строения — М. Ю. Носыревым. Базы данных готовились авторами карт. С соседними листами N-53 и N-51 Госгеолкарты-1000/3, которые находятся в процессе составления, лист N-52 увязан полностью.

Авторы признательны А. Ф. Васькину, А. С. Вольскому, В. И. Голику, А. В. Пипичу, Н. Н. Петруку за обсуждение различных проблем геологии и металлогении территории листа.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории принимают участие стратифицированные образования широкого возрастного диапазона. Нижне- и верхнеархейские породы широко распространены на Алдано-Становом щите — выступе фундамента Сибирской платформы. Реже они встречаются в пределах Буреинского массива. Нижнепротерозойские образования на Алдано-Становом щите развиты в узких тектонических клиньях в пределах шовных зон, разделяющих блоки нижнедокембрийских пород. На Буреинском массиве они присутствуют в тех же геолого-структурных зонах, что и верхнеархейские метаморфиты. Верхнепротерозойские (рифейские и вендские) отложения развиты фрагментарно в пределах Буреинского массива в бассейнах рек Зея, Деп, Дугда. Небольшие выходы платформенного рифея отмечаются на северо-востоке района в пределах Учуро-Майской плиты. Фрагменты нижнекембрийских и ордовикских отложений известны на Буреинском массиве. Силурийские, девонские и каменноугольные образования прослеживаются в пределах Амуро-Охотской складчатой системы через всю площадь от правобережья р. Зея до бассейна р. Селемджа. На Буреинском массиве они развиты в его северной части, а также в центральной части Октябрьского блока. Пермские отложения встречаются реже по рекам Тукси и Лан. Образования верхнего триаса отмечаются в северных частях Амуро-Охотской складчатой системы (СС) (от левобережья р. Зея до верховьев р. Шевли) и Буреинского массива (от р. Деп до верховьев р. Сагаян). Широко и разнообразно представлены юрские морские, верхнеюрские и меловые континентальные отложения, а также пепловые вулканиты. Формирование последних связано с эпохой мезозойской тектономагматической активизации (ТМА), сопровождающейся образованием континентальных впадин и вулcano-плутонических зон во всех крупных тектонических структурах площади. На обширных площадях распространены кайнозойские осадки континентальных впадин, разрезы которых частично изучены скважинами.

Возрастные срезы (AR, PR₁, R—O, S—D, C—P, T—K₁, K, P—Q₁) в целом соответствуют крупным этапам развития геологической истории региона. Для Алдано-Станового щита это архей (ранний и поздний), ранний протерозой, поздняя юра, ранний мел, поздний мел, миоцен—олигоцен, плиоцен—ранний неоплейстоцен. Для Амуро-Охотской СС: силур—девон, карбон—пермь, поздний триас—средняя юра, ранний мел, миоцен—олигоцен, квартал. Для Буреинского массива: поздний архей, ранний протерозой, рифей—венд, кембрий—ордовик, силур—девон, карбон—пермь, поздний триас—ранний мел, мел, поздний мел—олигоцен, плиоцен—ранний неоплейстоцен, квартал.

АРХЕЙ

К архейским стратифицированным образованиям отнесены метаморфические породы гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма согласно стратифицированным подразделениям Легенды ДВСЛ [209]. Условность их выделения подчеркивается отсутствием в породах первичных текстурных особенностей, что не позволяет определить положение подошвы и кровли слоев и, соответственно, нижней и верхней частей разреза. Архейские метаморфиты слагают Алдано-Становой щит, разделенный Становым и Желтулакским глубинными разломами на Южно-Алданскую (Тангракский, Сутамский, Желтулинский, Туксанийский и Тырканский блоки), Становую (Дамбукинский, Мульмугинский, Купуринский, Зейский, Удско-Майский и Чогарский блоки) и Западно-Становую (Усть-Гилюйский блок) системы блоков (СБ). Фрагменты позднеархейских образований отмечаются в пределах Октябрьского и Туранского блоков Буреинского массива. Проведенные в последнее время изотопно-геохронологические исследования раннедокембрийских образований юга Алдано-Станового щита существенно изменили представление об их возрасте, как правило, в сторону значительного омоложения [8, 65–67, 75]. Эти данные противоречат наблюдаемым соотношениям метаморфических и магматических образований.

НИЖНИЙ АРХЕЙ

К нижнему архею относятся супракрустальные образования с предполагаемым возрастом протолита 3,3–3,5 млрд лет, метаморфизованные в условиях гранулитовой и высоких ступеней амфиболитовой фаций, в различной степени диафторированные в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций и претерпевшие многоэтапную складчатость и ультраметаморфизм.

АЛДАНИЙ

На уровне алдания Становая СБ подразделяется на Дамбукинский, Мульмугинский, Чогарский и Купуринский блоки, Южно-Алданская СБ – на Тангракский, Сутамский и Тырканский блоки.

Становая система блоков

Дамбукинский блок. В составе дамбукинской серии в бассейне р. Гилюй выделяются следующие свиты: 1) дубакитская (AR_1^{db}) – кристаллосланцы амфибол- и гранат-двопироксеновые, амфибол-диопсидовые, редко – гнейсы пироксеновые; 2) камрайская (AR_1^{km}) – гнейсы гранат-биотитовые, часто – графит- и силлиманитсодержащие, биотитовые, кристаллосланцы амфиболовые, пироксен-амфиболовые, амфиболиты, мраморы, кальцифиры; 3) ульдегитская (AR_1^{ud}) – гней-

сы и кристаллосланцы пироксеновые, амфиболовые, пироксен-амфиболовые, амфиболиты, кварциты. Нижняя граница серии неизвестна. Свиты согласно залегают друг на друге.

Образования дубакитской свиты [37, 95] наблюдаются на правом берегу Зейского водохранилища. Для метаморфитов свиты характерно уменьшение от подошвы к кровле количества двупироксеновых разновидностей и увеличение гиперстеновых, асимметричное строение многослоя, присутствие ритмически построенных пачек. По составу свита выдержана по простирацию. Кристаллосланцы реконструируются в качестве вулканитов островных дуг толеитовой, реже известково-щелочной серии. Иногда отмечаются океанические базальты [245]. Мощность свиты 1500 м.

Камрайская свита [37, 95] распространена в пределах Дамбукинского блока в бассейнах рек Камрай, Бол. и Мал. Могот, Бол. и Мал. Дамбуки. Свита характеризуется трехчленным строением разреза. Нижняя часть мощностью более 800 м представлена пачкой гнейсов биотит-, гранат-биотит-графитовых, гранат-графит-биотитовых, биотит-графит-гранатовых, переслаивающихся с кристаллосланцами двупироксеновыми, гранат-двупироксеновыми, диопсидовыми и графитовыми кварцитами. Мощность прослоев кристаллосланцев 20–100 м. Для средней части мощностью более 800 м характерно преобладание в составе кристаллосланцев двупироксен-амфибол-гранатовых, гранат-амфибол-двупироксеновых, диопсид-амфиболовых, среди которых присутствуют прослои (20–40 м) кристаллических сланцев биотит-диопсид-амфиболовых, двупироксеновых, амфиболовых, иногда с гранатом, гранатовых амфиболитов, гнейсов скаполит-амфибол-диопсидовых, магнетитовых кварцитов, линзы биотитовых, гранат-биотитовых гнейсов, гиперстеновых кристаллосланцев. В верхней части свиты мощностью около 2200 м доминируют гнейсы графит-, графит-гранат-биотитовые, биотит-гранатовые, биотитовые. Реже присутствуют прослои (50–150 м) кристаллосланцев биотит-кордиерит-, биотит-гиперстеновых, диопсид-амфиболовых, амфибол-двупироксеновых, часто гранатсодержащих, кварцитов, в том числе графитовых, кальцифиров шпинель-форстеритовых и диопсидовых. Свита согласно залегает на дубакитской свите и перекрывается ульдегитской. Общая мощность свиты 3000 м. Параметры метаморфизма: $T = 719\text{--}764\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 6\text{--}8\text{ кБар}$. К верхней части разреза свиты установлено уменьшение температуры и увеличение давления [246].

Ульдегитская свита [37] развита в верховьях рек Ульдегит и Дубакит. Мощность ее образований более 1000 м.

Породы дамбукинской серии обычно диафторированы с реликтами гранулитовых ассоциаций, рассланцованы, катаклазированы, милонитизированы. Они претерпели двукратный гранулитовый метаморфизм, возраст которого составляет (U-Pb метод по циркону) 2600–2647 млн лет [8, 66] (поздний архей) и 1884 ± 9 млн лет [66]. С метаморфитами серии связаны проявления железных руд и графита.

Мульмугинский блок. Улаканджинская серия распространена в бассейнах рек Мульмуга, Дымкоуль, Улаканджа, Курум и представлена курушской толщей (AR_1^1ks) — кристаллосланцы и гнейсы пироксен-амфиболовые, амфиболовые, амфибол-пироксеновые (1500 м) и дымкоульской толщей (AR_1^1dk) — гнейсы биотит-гранатовые, часто графит-

и силлиманитсодержащие, кристаллосланцы и гнейсы пироксеновые, амфиболовые, амфиболиты, кварциты, мраморы, кальцифиры (2300 м). Граница толщ проводится по появлению в разрезе кварцитов, кальцифириров или глиноземистых пород. Улаканджинская серия была выделена в 1998 г. при составлении Легенды Становой серии листов. Стратотипы толщ расположены в бассейнах одноименных рек.

Для курушской толщи характерно однородное строение и выдержанность по простираению. По особенностям минерального состава толща сопоставляется с дубакитской свитой дамбукинской серии [37].

Дымкоульская толща характеризуется трехчленным строением разреза. В нижней части мощностью 1000 м наблюдается переслаивание биотит-гранатовых, гранат-биотитовых гнейсов, кварцитов, кристаллосланцев и гнейсов пироксеновых, амфиболовых, часто гранатсодержащих. Кристаллосланцы содержат прослои шпинель-форстеритовых и диопсидовых кальцифириров и амфиболитов мощностью первые метры. Средняя часть мощностью 700 м сложена в основном кристаллосланцами и гнейсами амфиболовыми, пироксеновыми, пироксен-амфиболовыми, содержащими прослои и линзы (1–20 м) амфиболитов и кварцитов. Верхняя (650 м) состоит из кварцитов мономинеральных, диопсидовых, полевошпатовых, куммингтонит-магнетитовых, среди которых присутствуют прослои кристаллосланцев (1–60 м) кварц-куммингтонит-магнетитовых и гранат-биотитовых. Дымкоульская толща согласно залегает на курушской толще.

Купуринский блок. Токская серия нерасчлененная (AR_1^{1tk}). Образования толщи наблюдаются в бассейнах рек Ток, Сугджар и Сивакан [95, 215, 216]. В основании разреза серии преобладают кристаллосланцы клинопироксеновые, гиперстеновые, редко двупироксеновые, иногда гранатсодержащие со слоями и линзами амфиболитов, кварцитов, в т. ч. магнетитовых, графитовых и гранатовых, кальцифириров (более 2300 м). В средней части наблюдаются кристаллосланцы, редко гнейсы двупироксеновые, амфибол-двупироксеновые, гиперстеновые, часто гранатсодержащие, кварциты, в том числе магнетитовые и графитовые с прослоями гранатовых гранулитов, высокоглиноземистых кристаллосланцев и гнейсов, в том числе графитсодержащих, линзами кальцифириров (3000 м). Верхние горизонты серии сложены кристаллосланцами, гнейсами пироксеновыми и роговообманковыми с прослоями гранатовых гнейсов, гранулитов (2000 м). Мощность метаморфитов серии более 7000 м. Они диафторированы в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях, мигматизированы и гранитизированы. Возраст токсской серии определяется в интервале от 3300 млн лет [78] до 3005 ± 120 млн лет [58]. С метаморфитами серии связаны проявления графита.

Чогарский блок. Чогарская серия нерасчлененная (AR_1^{1cg}) распространена в бассейне р. Луча. Серия была выделена в 2005 г. [46]. Ранее данные образования в пределах Чогарского блока относились к джанинской серии [80]. Она представлена гнейсами биотитовыми и кристаллосланцами пироксеновыми, биотитовыми, гранат-пироксеновыми с прослоями и линзами амфиболитов, мраморов, кварцитов магнетитовых. Мощность серии 3500 м. В метаморфитах иногда наблюдаются минеральные ассоциации гранулитовой фации. В метаморфических обра-

зованиях чогарской серии залегают массивы и межпластовые тела габброидов и ультрабазитов майско-джанинского комплекса раннего архея, совместно с которыми они дислоцированы, гранитизированы и претерпели интенсивный диафторез. С железистыми кварцитами серии связаны проявления железных руд. По времени становления, составу пород и условиям метаморфизма образования чогарской серии сопоставимы с токсской серией Купуринского блока.

Южно-Алданская система блоков

Тыркканский блок. Тыркканская серия нерасчлененная (AR_1^{tr}) наблюдается в бассейнах рек Мая, Кун-Манье, Худуркан и Аюмкан. 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. Мощность серии до 5000 м. По химическому составу гнейсы серии соответствуют субщелочным гранитам, гранодиоритам, кварцевым диоритам и плагиогранитам. По реконструкции первичного состава большая их часть соответствует парапородам. Метаморфиты серии мигматизированы раннеархейскими чарнокитоидами древнеалданского комплекса. С породами серии связаны проявления редких земель. Кристаллосланцы сопоставляются с толеитовыми базальтами. По особенностям состава, характеру разреза и ассоциациям минералов породы серии сопоставимы с гидатской, токсской и дамбукинской сериями [164, 209]. Возраст метаморфитов тыркканской серии (U-Pb датировки) составляет 3,2–3,6 млрд лет.

Тангракский блок. Тангракская серия на площади представлена сыгынахской (AR_1^{sg}) и муравьевской (AR_1^{mr}) свитами. Сыгынахская свита сложена гнейсами биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотит-пироксеновыми, кристаллосланцами пироксен-амфиболовыми, линзами кварцитов, амфиболитов. Мощность метаморфитов более 2000 м. По данным Г. В. Бирюлькина [140], первичный состав свиты (%): основные вулканы (61) – базальты и плагиобазальты известковистые и щелочно-известковистые, базальты оливковые щелочно-известковистые; кислые вулканы и их туфы (30) – плагиориодациты и риодациты, дациты и плагиодациты, туфы риолитов; средние вулканы (2) – андезибазальты; осадочные породы (7) – песчаники кварцевые мономиктовые, плагиоаркозы каолинит-гидрослюдистые, пелиалевролиты плагиоклаз-кварцевые монтмориллонит-гидрослюдистые. В верхней части отмечаются трахибазальты и их туфы.

Муравьевская свита сложена гнейсами двупироксен-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 диафторированы в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. Возраст серии (K-Ar метод) – 3503 ± 969 млн лет [140].

Сутамский блок. Гидатская серия распространена в верховьях р. Сутам и подразделяется на две толщи. В первоначальном варианте на территорию Сутамского блока было распространено посвитное разделение супракрустальных толщ Нельго-Сэйимского междуречья с объединением свит в гидатскую серию [30]. В дальнейшем высказывались мнения о неприемлемости отрыва стратотипов свит от стратотипической местности [276], различии петрохимических характеристик пород в Сэйимской и Сутамской подзонах.

Нижняя толща гидатской серии ($AR_1^1gd_1$) состоит из кристаллосланцев, реже гнейсов пироксен-амфиболовых, пироксеновых, амфиболовых, часто магнетитсодержащих. В подчиненном количестве присутствуют диопсидовые, пироксен-гранатовые породы, эклогиты, эклогитоподобные породы. Мощность толщи более 3000 м.

Верхняя толща гидатской серии ($AR_1^1gd_2$) представлена гнейсами биотит-гранатовыми с прослоями кристаллических сланцев силлиманит-кордиерит-гранатовых, гиперстеновых, двупироксеновых, пироксен-амфиболовых. Отмечаются линзы и пласты кварцитов гранатовых и магнетитовых, кальцифилов. Верхняя толща согласно залегает на нижней. Мощность толщи более 4000 м. Кристаллосланцы реконструируются как толеитовые базальты и коматииты. По минеральным ассоциациям устанавливается гиперстен-силлиманит-сапфирин-кварцевая субфация гранулитовой фации метаморфизма ($P = 10\text{--}12$ кБар, $T = 1000$ °C и более). Гидатская серия прорывается и мигматизируется раннеархейскими чарнокитоидами древнеалданского комплекса. С железистыми кварцитами серии связаны железорудные проявления.

СТАНОВИЙ

Образования становия (AR_1^2) максимально развиты в Становой системе блоков в пределах Дамбукинского, Мульмугинского, Купуринского, Зейского и Удско-Майского блоков. В Западно-Становой системе блоков они слагают Усть-Гилуйский блок.

Становая система блоков

Дамбукинский блок. Чильчинская свита ($AR_1^2\check{c}$) распространена в бассейне р. Гилуй. В разные годы выделялась как штыкжакская, унахинская, чимчанская и другие свиты. Ее рассматривали в качестве базального горизонта станового комплекса, считали диафторитами по гранулитам, метасоматитами, бластомилонитами по породам кислого состава [120, 128]. Многообразие мнений о возрасте и генезисе пород свиты объясняется ее залеганием в ядрах крупных антиклинальных и куполовидных структур и присутствием в разрезе гнейсов с узловатой,

«очковой» текстурой. Свита сложена гнейсами биотитовыми, двуслюдяными, часто гранат-, графит-, силлиманитсодержащими, среди которых наблюдаются прослои кристаллосланцев роговообманковых, кварцитов. Контакты свиты с архейскими образованиями тектонические. Мощность до 2500 м. Гнейсы и кристаллические сланцы обогащены Fe, Al, Ti при пониженном содержании кремнезема, щелочей и щелочноземельных металлов. При реконструкции первичного состава они определяются как продукты латеритных кор выветривания. Метаморфиты свиты интенсивно гранитизированы и диафторированы. Характерны высокие содержания циркония.

Зейский блок. Зейская серия (AR_1^2zs) вычленена из состава станвого комплекса Л. П. Карсаковым в 1973 г. [53]. Образования серии наблюдаются в верховьях рек Зея, Купури, Ток, Сивакан и подразделяются на две подсерии.

Нижняя подсерия (сиваканская и талаканская свиты объединенные) ($AR_1^2zs_1$) представлена гнейсами биотитовыми, двуслюдяными, роговообманковыми, мраморами, кристаллосланцами пироксен-роговообманковыми. Нижняя часть подсерии (талаканская свита) однообразна по составу: роговообманковые и биотит-роговообманковые гнейсы с редкими прослоями гнейсов биотитовых, двуслюдяных графитсодержащих, линзами мраморов, кальцифиров, амфиболитов и кристаллосланцев пироксеновых. В верхней части свиты увеличивается количество и мощность глиноземистых разновидностей. Температура метаморфизма бедных кальцием пород 690°C , умеренно богатых кальцием — $635\text{--}650^\circ\text{C}$, давление 6,8 кБар [173]. Верхняя часть подсерии (сиваканская свита) распространена в бассейнах рек Сивакан, Джагарма, Этымди, на 75–80 % сложена гнейсами двуслюдяными и биотитовыми, иногда гранат-, кианит-, графитсодержащими сиреневато-серыми или охристо-бурыми, реже кристаллосланцами карбонат-, клиноцоизит-пироксеновыми часто гранатсодержащими, среди которых встречаются линзы мраморов, кальцифиров, амфиболитов, в том числе гранатовых и диопсидовых, кварцитов. Изредка встречаются роговообманковые, биотит-роговообманковые гнейсы и сланцы, иногда с гранатом. Для метаморфитов характерно частое чередование маломощных (первые десятки сантиметров—первые десятки метров) слоев различных по составу пород при общем преобладании биотитовых и двуслюдяных гнейсов. Мощность подсерии до 6000 м.

Верхняя подсерия (намугинская и унинская свиты объединенные) ($AR_1^2zs_2$) [57, 253] представлена гнейсами и кристаллосланцами биотит-роговообманковыми, роговообманковыми, гнейсами биотитовыми, амфиболитовыми.

Унинская свита распространена в полосе северо-западного простираения вдоль Таксакандинского разлома от левобережья р. Купури на востоке до верховьев р. Чапа. Низы разреза свиты сложены однородными эпидот-гранат-биотитовыми гнейсами среднезернистыми и крупнозернистыми с незначительным количеством прослоев (1–12 м) эпидотовых амфиболитов, преимущественно гранатсодержащих и гнейсов (4–7 м) эпидот-гранат-роговообманковых. Средняя часть представлена грубым (30–50 м) до тонкого (5–10 м) переслаиванием эпидот-гранат-биотито-

вых гнейсов с эпидот-гранат-роговообманковыми, эпидот-роговообманково-биотитовыми гнейсами с редкими прослоями и линзами (0,4 м) эпидот-гранатовых амфиболитов и карбонатных пород. Верхи разреза сложены эпидот-гранат-биотитовыми гнейсами. Встречаются прослои эпидот-гранат-роговообманковых и эпидот-биотит-роговообманковых гнейсов. Свита согласно залегает на сиваканской свите.

Намугинская свита наблюдается в бассейнах верхних течений рек Нуям, Чапа, Сивакан. Она сложена биотит-роговообманковыми, роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми, биотитовыми эпидот- и гранатсодержащими гнейсами и кристаллосланцами с прослоями двуслюдяных кристаллосланцев, редко, амфиболитов и единичными мало-мощными прослоями мраморов и гранат-дистен-двуслюдяных гнейсов. Она согласно залегает на унинской свите и прорвана гранитоидами токсско-алгаминского комплекса. Мощность верхней подсерии зейской серии до 4500 м. Температура метаморфизма пород 500–600 °С, давление 4–10 кБар [173].

Дамбукинский блок. *Иликанская серия.* Джигдалинская свита (AR_1^2dg) [99] распространена в бассейнах рек Гилюй и Иликан. Нижняя часть свиты сложена грубополосчатыми кристаллосланцами и гнейсами роговообманковыми, клинопироксен-роговообманковыми, часто гранатсодержащими, с прослоями гнейсов роговообманково-биотитовых, биотитовых, линзами амфиболитов. В средней части распространены гнейсы роговообманково-биотитовые, биотитовые, иногда биотит-роговообманковые, редко гранатсодержащие, с прослоями высокоглиноземистых гнейсов, линзами амфиболитов. Верхняя часть свиты представлена переслаиванием грубо- и тонкополосчатых гнейсов и кристаллосланцев биотит-роговообманковых, роговообманково-биотитовых, иногда роговообманковых, с прослоями биотитовых гнейсов, линзами амфиболитов. Мощность свиты до 3000 м. Нижняя граница свиты тектоническая, верхняя — определяется прорыванием метаморфитов гранитоидами токсско-алгаминского комплекса. Температура метаморфизма по гранат-биотитовому геотермометру 650–690 °С, давление 7–8 кБар [59].

Мульмугинский блок. Мульмугинская свита (AR_1^2ml) распространена в бассейнах рек Утугай, Кохани, Мульмуга, Улаканджа [233]. Стратотипическая местность расположена в бассейне р. Мульмуга. Свита сложена роговообманковыми, биотит-роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми, иногда гранатсодержащими гнейсами и кристаллосланцами с прослоями и линзами биотитовых и двуслюдяных, иногда гранатсодержащих гнейсов, амфиболитов и кварцитов. В ее составе выделяются три части. В нижней преобладают роговообманковые и биотит-роговообманковые гнейсы и кристаллосланцы, реже встречаются роговообманково-биотитовые гнейсы и амфиболиты. Средняя часть отличается пестрым составом. При преобладании роговообманковых гнейсов в ней часто присутствуют биотитовые и роговообманково-биотитовые гнейсы, роговообманковые кристаллосланцы, реже амфиболиты, двуслюдяные гнейсы и кварциты. В породах часто содержится гранат. Характерно наличие своеобразных роговообманковых, иногда биотит-роговообманковых гнейсов с пунктирно-полосчатой текстурой. В виде линз спорадически встречаются магнетитовые кварциты. В верхней части свиты

наблюдаются биотит-роговообманковые, роговообманково-биотитовые гнейсы, реже роговообманковые и биотит-роговообманковые кристаллосланцы, роговообманковые, биотитовые гнейсы и амфиболиты. Нижняя граница свиты тектоническая, верхняя — определяется прорыванием метаморфитов свиты диоритоидами токсско-алгаминского комплекса. Мощность свиты 3300 м.

Купуринский блок. Купуринская серия ($AR_1^2kp_1$) состоит из двух подсерий.

Нижняя подсерия ($AR_1^2kp_1$) объединяет (снизу вверх): мукульминскую [54], нерундинскую [192] и некригскую свиты [191]. Отложения нижней части подсерии мощностью 1000–1200 м распространены в бассейне р. Мукульма Вторая и сложены мощными (до 300 м) пачками кристаллосланцев биотит-роговообманковых и роговообманковых с прослоями и пачками гнейсов биотит-роговообманковых, роговообманково-биотитовых, биотитовых, иногда гранатсодержащих. Средняя часть подсерии (бассейны среднего течения рек Луча, Удынах, Удыкан) мощностью 5000–5900 м представлена чередованием мощных пачек кристаллосланцев, реже гнейсов биотит-роговообманковых и роговообманковых с маломощными пестрыми по составу пачками глиноземистых и высокоглиноземистых гнейсов биотитовых (иногда графитсодержащих), гранат-биотитовых, двуслюдяных, гранат-силлиманитовых. На разных уровнях встречаются линзы амфиболитов, гранат-амфибол-биотитовых кварцитов, кальцифиров. Прослои и линзы глиноземистых и высокоглиноземистых гнейсов в основном встречаются в нижней части разреза. Образования верхней части подсерии мощностью 2500–2700 м распространены в бассейнах рек Купури, Арги, Утанах, Удикан и Эльга и характеризуются преобладанием тонкополосчатых кристаллосланцев биотит-роговообманковых, реже роговообманковых с прослоями гнейсов роговообманково-биотитовых и биотитовых. Гранатсодержащие разности метаморфитов встречаются крайне редко, слагая маломощные (10–20 м) прослои в верхах подсерии. Очень редко наблюдаются линзы амфиболитов, магнетитсодержащих кварцитов и мраморов. Мощность подсерии до 9000 м. Она слагает низы разреза становия в Купуринском блоке. Соотношения с нижележащими породами не известны.

Верхняя подсерия (тыжакская и гамиканская свиты объединенные) ($AR_1^2kp_2$) распространена в бассейнах рек Купури, Ток, Зейя. Нижняя часть разреза [192] мощностью 2000–2200 м сложена высокоглиноземистыми кристаллосланцами (гранат-, биотит-гранат-, гранат-дистен-силлиманитовыми), глиноземистыми гнейсами (гранат-биотитовыми, биотитовыми, иногда графитсодержащими), кристаллосланцами и гнейсами биотит-роговообманковыми. Встречаются прослои и линзы гранатовых амфиболитов, кварцитов, изредка кальцифиров и корундсодержащих кристаллосланцев. Глиноземистые и высокоглиноземистые метаморфиты слагают пачки мощностью 40–150 м, образуют маломощные прослои в пачках биотит-роговообманковых гнейсов и кристаллосланцев или тонко переслаиваются с ними. В бассейне р. Купури наблюдаются мощные (до 100 м) пласты мраморов и кальцифиров, прослои диопсидовых гнейсов и кристаллосланцев.

Верхняя часть подсерии мощностью до 4000 м представлена гнейсами, реже кристаллосланцами биотит-роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми. В подчиненном количестве присутствуют прослои гнейсов биотитовых, иногда гранатсодержащих, кристаллосланцев роговообманковых, линзы амфиболитов. Для метаморфитов характерно чередование пачек грубого и тонкого переслаивания основных разновидностей. Мощность верхней подсерии до 6000 м. Она согласно залегает на образованиях нижней подсерии, гранитизирована гранитами древнестанового комплекса и прорвана гранитоидами токсско-алгаминского комплекса. С магнетитсодержащими кварцитами серии связаны железорудные проявления.

Удско-Майский блок. Удско-майская серия (AR_1^2um) [54] наблюдается в бассейне р. Луча. Она представлена гнейсами и кристаллосланцами биотит-роговообманковыми, гнейсами биотитовыми, двуслюдяными гранат- и графитсодержащими с прослоями и линзами мраморов и гранатовых амфиболитов. Мощность серии 2000 м. Породы прогрессивно метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Для них характерна насыщенность телами гранитоидов токсско-алгаминского комплекса. По составу и условиям метаморфизма пород удско-майская серия коррелируется с купуринской серией [209]. Современные радиологические данные о возрасте пород серии отсутствуют.

Западно-Становая система блоков

Усть-гилюйская серия нерасчлененная (AR_1^2ug) [246, 250] слагает разрез становия в Усть-Гилюйском блоке. Она распространена в бассейне нижнего течения р. Гилуя на южных склонах хр. Тукурингра. Ранее [23] данные образования относились к арбинской, мотовинской и минжакской свитам.

Серия имеет трехчленное строение. Нижняя часть серии сложена кристаллосланцами и гнейсами биотитовыми, роговообманково-биотитовыми, иногда гранатсодержащими, редко амфиболитами. В средней части преобладают гнейсы биотитовые, роговообманково-биотитовые, биотит-роговообманковые, иногда гранатсодержащие. Редко наблюдаются прослои роговообманковых кристаллосланцев. Образования верхней части серии распространены в бассейне рек Прав. и Лев. Минжак и представлены кристаллосланцами биотит-роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми, роговообманковыми с прослоями гнейсов биотитовых, роговообманково-биотитовых, биотит-роговообманковых, линзами амфиболитов, иногда гранатсодержащих. Все разновидности пород переслаиваются между собой. Текстура их меняется от грубо- до тонкополосчатой. Границы между разными по составу слоями иногда нечеткие, затушеваны метабластической мигматизацией. Мощность серии более 6000 м. Метаморфиты прорваны магматитами токсско-алгаминского комплекса. Радиологический возраст (U-Pb метод по цирконам) усть-гилюйской серии составляет 3400–3800 млн лет [26].

ВЕРХНИЙ АРХЕЙ (САХАБОРИЙ)

НИЖНИЙ САХАБОРИЙ

К метаморфитам нижнего сахабория относятся метаморфические образования, выполняющие структуры Южно-Алданской системы блоков (СБ) вдоль зоны Станового разлома. Желтулинская, туксанийская и хайканская серии гранулитовых метаморфитов помещены на уровне нижнего сахабория вслед за Е. П. Миронюком и Д. В. Утробиным [277]. По мнению авторов Легенды ДВСЛ [209], все эти подразделения являются раннеархейскими. Данные представления совпадают с теми, которые отражены на ГК-1000/2 листа N-52 (-53) [23], листа O-52 (-53) [38] и в материалах IV ДВ МРСС [95]. Новых данных, опровергающих эту точку зрения о древнейшем возрасте метаморфитов в рассматриваемом регионе, не получено.

Туксанийский блок. В состав туксанийской серии обычно объединяют худурканскую (нижняя подсерия), ивакскую (средняя подсерия), утукскую и альванарскую (верхняя подсерия) свиты. Данные свиты более или менее надежно картируются в северо-западной части блока. В юго-восточной части блока, где серия подразделяется на три подсерии, выделяется туксанийская серия нерасчлененная [209].

Нижняя подсерия туксанийской серии ($AR_2^1tk_1$) [23] наблюдается в верховьях рек Мал. и Бол. Матюки, Купури, Худуркан и Ивак. Она представлена гнейсами и кристаллосланцами гиперстеновыми, биотит-гиперстеновыми, с редкими маломощными прослоями двупироксеновых, роговообманково- и гранат-гиперстеновых кристаллосланцев, линзами амфиболитов, мраморов и кальцифиров. Стратотип подсерии расположен в бассейне р. Худуркан. Количественное соотношение гнейсов и кристаллосланцев непостоянное. В северной части преобладают гнейсы, в южной — кристаллосланцы. Мощность 2500 м.

Средняя подсерия туксанийской серии ($AR_2^1tk_2$) распространена в верховьях рек Зея, Купури, Ивак и др. Она сложена кристаллосланцами и гнейсами клинопироксен-амфиболовыми, амфиболовыми, двупироксеновыми, гиперстеновыми, мраморами и кальцифирами. Особенностью нижней части подсерии является присутствие большого количества железо-магнезиальных кристаллосланцев (двупироксеновых, эклогитоподобных и магнетитсодержащих) и незначительная роль карбонатных пород. Верхняя часть представлена известково-силикатными кристаллосланцами диопсидовыми, амфибол-клинопироксеновыми (иногда с гранатом), амфиболовыми, гнейсами гиперстеновыми, а также доломит-кальцитовыми мраморами с прослоями диопсид-шпинель-форстеритовых кальцифиров. Мощность средней подсерии 2700 м. Метаморфиты подсерии согласно залегают на нижней подсерии и перекрываются верхней подсерией.

Верхняя подсерия туксанийской серии ($AR_2^1tk_3$) [23] распространена от бассейна р. Туксани на северо-западе до нижнего течения р. Салакит на юго-востоке. Нижняя часть подсерии мощностью около 2000 м сложена кристаллосланцами авгитовыми, амфибол- и магнетит-двупироксеновыми, реже гнейсами аналогичного состава с редкими и

маломощными (до 5 м) пластами карбонатных пород, линзами амфиболитов. В верхней части подсерии мощностью от 1000 до 2000 м наблюдаются гнейсы и кристаллосланцы биотит-, пироксен-роговообманковые, двупироксеновые, биотит-гиперстеновые. Мощность подсерии до 4000 м.

Туксанийская серия нерасчлененная (AR_2^1tk) слагает юго-восточную часть Туксанийского блока. Она представлена кристаллосланцами и гнейсами амфибол-пироксеновыми, пироксеновыми, пироксен-амфиболовыми с прослоями мраморов, кальцифиров и линзами амфиболитов. Мощность серии до 8000 м. По минеральным ассоциациям среди пород серии отмечаются разности, соответствующие гранулитовой фации метаморфизма. Региональный метаморфизм сопровождается процессами ультраметаморфизма с образованием мигматитов и гранитизированных метаморфитов. В породах серии отмечаются субсогласные пластовые тела ультрабазитов и базитов идюмо-тырканского комплекса. В зоне Станового разлома образования серии превращены в диафториты и бластомилониты эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Тырканский блок. Хайканская серия нерасчлененная (AR_2^1hk) наблюдается в северо-восточной части площади на правом берегу р. Десс. Она сложена гнейсами и кристаллосланцами пироксеновыми, амфибол-пироксеновыми, гранат- и графитсодержащими с линзами амфиболитов и прослоями мраморов. Мощность серии до 2000 м. По составу, строению разреза и метаморфизму хайканская серия сопоставляется с туксанийской. По Е. П. Миронюку, метаморфиты этих серий синхронны гранулитам желтулинской серии, где их изохронный возраст по породе и термоионный по циркону (Pb/Pb) колеблется от 2245 до 3000 млн лет [209]. Метаморфиты туксанийской и хайканской серий являются рудовмещающими для уран-редкоземельно-редкометалльного оруденения.

Желтулинский блок. Желтулинская серия нерасчлененная ($AR_2^1dž$) [160] распространена в верховьях р. Алгома. Она представлена гнейсами и кристаллосланцами гранат-биотитовыми, гиперстеновыми, двупироксеновыми, иногда силлиманит- и кордиеритсодержащими, с прослоями кварцитов, мраморов и кальцифиров. Мощность серии более 3000 м. Породы серии мигматизированы гранитоидами позднеархейского нюкелинского комплекса и диафторированы в зоне Станового разлома в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций.

ВЕРХНИЙ САХАБОРИЙ

Образования верхнего сахабория Становой системы блоков слагают узкие линейные структуры, приуроченные в основном к зонам влияния крупных разломов — Желтулакского, Сугджарского, Таксакандинского и др. На Буреинском массиве они слагают преимущественно останцы кровли среди палеозойских интрузий в пределах Октябрьского и Туранского блоков.

Дамбукинский блок. Талгинская свита (AR_2^2tl) распространена в бассейне р. Гилуй. Она имеет довольно пестрый состав и характеризуется тонким переслаиванием пород. Наиболее изучен разрез в бассейне рек Иликан и Джуваскит [23, 137]. Свита представлена гнейсами биотитовыми, роговообманково-биотитовыми, гнейсами и кристаллосланца-

ми двуслюдяными кианит-, гранат-, ставролит-, силлиманит-, графит-содержащими, кварцитами магнетитовыми, мусковитовыми, а также линзами мраморов, кальцифиров, амфиболитов, в том числе гранатовых. В нижней и верхней частях свиты наблюдаются пачки амфиболитов с прослоями кристаллосланцев и гнейсов биотит-роговообманковых, роговообманково-биотитовых. В низах разреза встречаются прослои тремолитовых кристаллических сланцев. Мощность свиты 2000 м. Она залегает с несогласием на джигдалинской свите. Породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации при давлении 5–5,5 кБар и температуре 500 °С [57]. С магнетитовыми кварцитами связаны железо-рудные проявления формации железистых кварцитов.

Чимчанская свита ($AR_2^2\check{c}m$) [23] расположена в бассейне р. Гилуи и представлена чередованием пачек однообразного и пестрого состава, мощностью 200–800 м каждая. Монотонные пачки сложены гнейсами тонкополосчатыми биотитовыми, роговообманково-биотитовыми, иногда – роговообманковыми, единичными прослоями гнейсов глиноземистых, линзами амфиболитов. Пачки пестрого состава представлены частым переслаиванием гнейсов биотитовых, кианит-ставролит-биотитовых, двуслюдяных гранатсодержащих, кварцитов, амфиболитов, иногда гранатсодержащих. Мощность свиты 1500–2000 м. Соотношения с подстилающей талгинской свитой не ясны. Образования свиты вмещают кианитовое оруденение высокоглиноземистой формации.

Мульмугинский блок. Гудынская свита (AR_2^2gd) выделена С. П. Нестеренко в 1959 г. [233] в качестве верхней свиты брянтинской серии. Образования свиты распространены в бассейне р. Мульмуга и представлены гнейсами биотитовыми, гранат-роговообманково-биотитовыми, реже кристаллосланцами амфибол-гранатовыми, дистен-двуслюдяными, кварцитами, в том числе магнетитовыми, амфиболитами. В нижней части преобладают тонкополосчатые гнейсы. В верхней части отмечаются пачки кварцитов, мощностью не менее 10 м с прослоями (до 0,5 м) биотит-роговообманковых гнейсов. Мощность свиты 2000 м. Метаморфиты свиты являлись рудовмещающими для магнетитового оруденения железистых кварцитов.

Купуринский блок. Таксакандинская серия нерасчлененная (AR_2^2tk) [53] встречается в бассейнах рек Уган, Ток, Сивакан, Марпачан. Стратотипическая местность расположена в бассейне рек Зей, Купури. Нижняя часть серии (бывшая марпачанская свита) представлена пачками (400–800 м) биотитовых гнейсов, тонко переслаивающихся с гнейсами роговообманково-биотитовыми и биотит-роговообманковыми, количество которых варьирует от 10 до 40 %. Выше появляются прослои кристаллосланцев и гнейсов двуслюдяных (иногда с кианитом, силлиманитом, гранатом, графитом), кварцитов, в том числе магнетитовых, линзы мраморов, кальцифиров. Верхняя часть серии (бывшая покровская свита) [95, 203] сложена гнейсами биотитовыми, роговообманково-биотитовыми с линзами и прослоями амфиболитов и биотит-роговообманковых кристаллосланцев. С запада на восток в разрезе увеличивается количество роговообманково-биотитовых разностей. Мощность серии до 4000 м. Образования серии метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации, в зонах разломов диафторированы. Метаморфиты прорваны условно позднеархейскими гранитоидами таксакандинского комплекса.

Буреинский массив

Октябрьский блок. Елнинская толща (AR_2^2el). Отложения толщи наблюдаются в тектонических клиньях в бассейнах рек Сагаян, Нинни, Гарь 2-я и 3-я [218, 254]. Небольшие ксенолиты отмечаются среди гранитоидов древнебуреинского комплекса (γAR_2^2db) на левобережье р. Амур [102]. Сложена толща гнейсами биотитовыми, биотит-роговообманковыми, роговообманковыми, реже амфиболитами, кристаллосланцами, мраморами, кварцитами. Характерен буровато-серый цвет пород. Мощность толщи более 1150 м. Метаморфиты часто гранитизированы, пронизаны послойно-секущими телами и жилами аляскитов. В верхнем течении р. Нинни реконструируются следующие РТ-условия формирования пород толщи: $P = 8-8,5$ кБар, $T = 775-830$ °С, что соответствует гранулитовой фации метаморфизма. Весьма вероятен полициклический метаморфизм пород, осложненный процессами динамометаморфизма в зоне Нинни-Сагаянского разлома. В бассейнах рек Гарь 2-я и 3-я породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. По данным петрохимической реконструкции первичного состава, исходными породами здесь являлись аркозовые песчаники, иногда туффиты. По вещественному составу, степени метаморфизма рассматриваемые образования сопоставимы с метаморфитами дягдаглейской толщи, для которой принят позднеархейский возраст [209].

Туранский блок. Дягдаглейская толща (AR_2^2dg) слагает крупные ксенолиты среди интрузий тырмо-буреинского, октябрьского и древнебуреинского комплексов в бассейнах рек Бысса, Могоча, Лев. и Прав. Кучулым. Ранее [23] данные образования отнеслись к туловчихинской и дичунской свитам амурской серии раннепротерозойского возраста. Толща сложена амфиболитами, роговообманковыми кристаллосланцами, биотитовыми, двуслюдяными, роговообманково-биотитовыми гнейсами, мраморами и кварцитами. Мощность толщи в наиболее крупных ксенолитах достигает 1700 м. Породы интенсивно гранитизированы. Для биотитовых гнейсов характерны порфиروبластовая и линзовидно-очковая текстуры. Мраморы часто на контакте с гранитами преобразованы в биотит-диопсидовые скарноиды. Минеральные ассоциации пород толщи соответствуют амфиболитовой фации метаморфизма. Диафторез проявился в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. По составу и степени метаморфизма образования дягдаглейской толщи сопоставимы с метаморфитами туловчихинской свиты Малого Хингана, возраст которой принято считать позднеархейским.

ПРОТЕРОЗОЙ

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (УДОКАНИЙ)

Нижнепротерозойские образования на Алдано-Становом щите приурочены к структурным швам, разделяющим блоки архейских пород — Становому, Сугдjarскому, Таксакандинскому, Желтулакскому и другим разломам. Все раннепротерозойские образования шовных зон отно-

сятся к удоканию (1900–2500 млн лет) [95]. В выступах фундамента Бу-реинского массива метаморфиты нижнего протерозоя отмечаются в Ок-тябрьском и Гонжинском блоках.

Авгенкурская толща (PR_1^{av}) распространена в зоне Станового разлома в бассейнах рек Алгама и Авгенкур. Для толщи характерно тонкое переслаивание сланцев и микрогнейсов слюдяных, кварц-слюдяных, биотит-, гранат-амфиболовых, биотитовых, гранат-биотитовых, кварцитов и мраморов. В верхней части (450 м) преобладают мраморы, кварциты (мономинеральные, слюдистые, магнетитовые, куммингтонитовые) и клиноцоизитовые, слюдяные графитсодержащие сланцы. Мощность толщи 1450 м. Возраст биотитовых сланцев (К-Аг метод по биотиту) – 1676 млн лет [160]. Авгенкурская толща сопоставляется с чульманской толщей [244], радиологические датировки которой и прорывающих ее гранитов колеблются в интервале от 1921 ± 31 до 2150 ± 30 млн лет [277]. Однако не исключено, что сланцы толщи являются диафторитами по архейским метаморфитам в зоне Станового разлома.

Джелтулакская серия нерасчлененная (PR_1^{dz}) развита в зоне Желтулакского разлома в бассейне р. Гилуй [246]. Серия характеризуется двучленным строением. Нижняя часть мощностью 100–200 м сложена метаконгломератами, метагравелитами с прослоями метапесчаников и графит-мусковитовых сланцев. В верхней части мощностью до 250 м преобладают метапесчаники, мусковитовые, двуслюдяные, графит-мусковитовые сланцы. Метапесчаники образуют прослои и пачки мощностью до 50–60 м. Нижняя и верхняя границы серии тектонические. Общая мощность серии 450 м.

Сугджарская серия (PR_1^{sg}) выделена в бассейне р. Сугджар, где слагает ряд тектонических блоков в зоне одноименного разлома [54]. Она сложена сланцами: кварц-двуслюдяными, кварц-биотитовыми, кварц-мусковитовыми, часто с хлоритом, гранатом, графитом, ставролитом, андалузитом. В низах разреза иногда присутствуют метаконгломераты и метагравелиты. Мощность серии до 250 м. Породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации.

Таксакандинская толща (PR_1^{tk}) слагает мелкие тектонические линзы в зоне одноименного разлома в бассейне р. Джиктангра. Толща сложена сланцами слюдяными, хлорит-, графит-, андалузитсодержащими. Мощность толщи до 50 м.

Гонжинская серия нерасчлененная (PR_1^{gn}) [19] распространена в бассейнах рек Уркан и Тында и представлена гнейсами и кристаллосланцами биотитовыми, амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, двуслюдяными, иногда гранатсодержащими, амфиболитами, мраморами. На более детальных картах на площади серия подразделялась на игакскую и бекетскую свиты. Мощность гонжинской серии более 2300 м. Породы серии изменены в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Мраморы часто преобразованы в полосчатые кальцифиры, скарноиды и диопсидиты. В зоне Южно-Тукурингского разлома метаморфиты диафторированы в зеленосланцевой фации. Уран-свинцовые датировки по циркону нижней части серии (игакская свита) составляют 2079–2410 млн лет [63].

Гарьская серия нерасчлененная (PR_1^{1gr}). Впервые выделена в 1950 г. К. Ф. Прудниковым [48]. Отложения серии наблюдаются в бассейне р. Гарь 1-я и 2-я (стратотипическая местность), а также на левобережье р. Селемджа и представлены metabазальтами, сланцами хлорит-амфиболовыми, серицитовыми, кварц-серицитовыми, метаандезитами, метапесчаниками, известняками мраморизованными. В основании серии (1750 м) залегают metabазальты, метаандезиты и их туфы с линзами метапесчаников. Также здесь отмечаются кремнистые сланцы [212]. Верхняя часть сложена серицит-кварцевыми сланцами (иногда с хлоритом, альбитом, амфиболом), metabазальтами, линзами микрокварцитов, мраморизованных известняков. Здесь отмечаются пласты магнетитовых руд. Общая мощность 4650 м. В районе станций Мухино и Берея под кайнозойскими отложениями образования серии вскрыты скважинами. На контакте с гранитами тырмо-буреинского комплекса породы серии преобразованы в пироксен-скаполитовые роговики и гранат-магнетитовые скарны. Метавулканиты гарьской серии соответствуют базальтам и андезитам, относятся к калиево-натриевой серии. По содержанию щелочей и кремнезема аповулканиты относятся к субформации щелочных оливиновых, реже толеитовых базальтов базитовой формации. В породах серии расположено Гарьское железорудное месторождение. С ареалом их распространения совпадает Шимановско-Гаринская железорудная минерагеническая зона. Метавулканиты прорваны раннепротерозойскими депскими гипербазитами и магматитами гаринского комплекса. На этом основании и в соответствии с решением IV ДВ МРСС [95] принят раннепротерозойский возраст рассматриваемых образований.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

РИФЕЙ

Рифейские отложения слагают небольшие выходы в пределах Норско-Сухотинской зоны Буреинского массива (армийская серия) и Учуро-Майской плиты Сибирской платформы (учурская серия). Достоверные доказательства их возраста, принимаемого в соответствии с Легендой ДВСЛ [209], в пределах листа отсутствуют.

Учурская серия нерасчлененная (R_1^{uc}). Отложения серии наблюдаются в северо-восточной части листа в бассейнах рек Идюм и Десс в обрамлении Токинской впадины и представлены доломитами, известняками, песчаниками, аргиллитами, гравелитами. В нижней части серии (мощность 150 м) наблюдаются красноцветные песчаники и гравелиты с редкими маломощными прослоями доломитизированных известняков. В основании залегает пачка (10–15 м) известковистых гравелитов. Выше расположены разномасштабные песчаники, часто косослоистые, известковистые (30 м), которые перекрываются светлыми, розоватыми песчаниками, известковистыми (около 110 м). Верхняя часть разреза серии (200 м) представлена известковистыми доломитами и доломитизированными известняками с прослоями известковистых песчаников и аргиллитов. Мощность пластов доломитов и известняков колеб-

лется от 0,7 до 2,2 м. В них наблюдаются пропластки строматолитовых, оолитовых известняков. Мощность серии 350 м. Раннерифейский возраст отложений устанавливается на основании определения органических остатков (микрофитоцитов) и результатов радиологического датирования глауконитов — 1350–1500 млн лет (К-Аг метод) [164].

Армийская серия, обнажающаяся в бассейнах рек Селемджа и Орловка, подразделяется на неклинскую и дагмарскую толщи. Разрезы толщ описаны В. Ф. Зубковым в 1957 г. [49].

Неклинская толща ($R_{2-3}nk$) сложена сланцами биотит-кварцевыми, кварц-серицитовыми с редкими прослоями метапесчаников, часто известковистых. В разрезе по р. Селемджа [49] выделены три пачки (снизу вверх): 1) тонкополосчатые биотит-кварцевые сланцы (450 м); 2) грубополосчатые биотит-кварцевые, кварц-серицитовые, иногда хлорит-серицитовые сланцы (600 м); 3) аналогичные сланцы, содержащие прослои (1–3 м) известковистых песчаников (400 м). Мощность отложений толщи составляет 2000 м. Для сланцев характерна бластопсаммитовая структура, известковистость. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации.

Дагмарская толща (R_3dg) распространена в бассейнах рек Селемджа, Желтулак 1-й и Гарь 4-я. Толща сложена метапесчаниками с прослоями серицит-кварцевых и актинолит-хлоритовых сланцев, линзами известняков мраморизованных. Мощность пачек метапесчаников достигает 300–800 м и более. Верхняя часть разреза сложена кварцитовидными песчаниками и зелеными сланцами с линзами (0,4–5 м) известняков мраморизованных. Мощность толщи 3250 м. Для пород характерна известковистость, метаморфизм в фации зеленых сланцев. В бассейне р. Желтулак 1-й [254] породы ороговикованы гранитоидами ордовикского октябрьского комплекса с образованием силлиманитовых, андалузитовых и кордиеритовых роговиков. Известняки часто скарнированы. Толща согласно залегает на неклинской толще. Верхняя граница не определена.

ВЕНД

Сухарниковская свита ($V^?sh$) слагает небольшие выходы в бассейне руч. Чагоян (левый приток р. Зея). Выделена Л. Н. Серебряковым в 1964 г. на одноименном ручье [259]. Нижняя часть свиты представлена мощной (800 м) пачкой переслаивания тонко- и мелкозернистых полимиктовых и аркозовых песчаников и их алевритистых разностей, верхняя (550 м) — разнотекстурными, преимущественно грубозернистыми аркозовыми песчаниками. Мощность свиты 1350 м. Нижняя граница свиты не определена, верхняя граница проводится по появлению в разрезе алевритов и мраморизованных известняков чагоянской свиты. Органических остатков в отложениях не установлено, и возрастное положение свиты довольно условно.

Чагоянская свита ($V^?cg$). Выделена впервые в 1956 г. М. В. Сухиным в бассейне р. Зея (окрестности пос. Чагоян [259]). Нижняя часть свиты сложена известняками мраморизованными, доломитизированными белыми и светло-серыми, средняя — темно-серыми до черных известняками, с прослоями песчаников и известковистых алевритов, верх-

няя — известняками с прослоями (1–1,5 м) кремнистых пород. Известняки массивные и полосчатые. Мощность свиты 1800 м. Возраст определяется условно. Отложения свиты вмещают Чагойанское свинцово-цинковое месторождение. Условно вендский возраст свиты принят в 1990 г. на IV ДВ МРСС по формационному сходству с отложениями венда Дальнего Востока [95].

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Косматинская толща (ϵ_1ks), выделенная Ю. П. Змиевским в 1971 г. в бассейне рек Косматая и Сохатиная [179], представлена известняками серыми, белыми и кирпично-красными, тонким (0,1–10 см) переслаиванием глинистых сланцев и алевролитов, мергелями темно-серыми. Мощность толщи 130 м. Толща прорвана ордовикскими гранитоидами октябрьского комплекса. В верховьях р. Косматая известняки содержат археоциаты *Askocyathus arteintervallum* (Vol.) и водоросли атдабанского яруса нижнего кембрия [179]. Соотношения с нижележащими отложениями не выяснены.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Октябрьская толща ($O?ok$) [179, 254] распространена в Октябрьской зоне Буреинского массива в бассейнах рек Бол. Джелтулак, Орловка, Сохатиная, Косматая и в пределах Альдикон-Быссинского междуречья. Впервые вулканиты были выделены Ю. П. Змиевским в 1977 г. [179]. Название предложено М. В. Мартынюком в 1990 г. [223]. Толща сложена розовыми и кирпично-красными дацитами и риодацитами, темно-зелеными до черных дациандезитами, риолитами, андезитами, их кристаллолитокластическими туфами и лавобрекчиями. Мощность толщи 500–600 м. В бассейне рек Орловка и Сохатиная в верхней части толщи наблюдаются сургучные риолиты, афировые, тонкофлюидальные, сферолитовые (100 м). Породы в различной степени милонитизированы и катаклазированы, причем наблюдается зависимость интенсивности преобразований от гипсометрического уровня. Они максимальны в подошве толщи, что не исключает аллохотонное залегание вулканитов. В октябрьской толще преобладают породы нормального ряда, иногда до субшелочных. Характерны переменные соотношения натрия и калия. Вулканиты толщи прорваны ордовикскими гранитами октябрьского комплекса и слагают в них ксенолиты [189]. Толща с размывом перекрыта силурийскими отложениями мамынской свиты. Радиологический возраст дацитов (K-Ar метод) составляет 492 млн лет [254]. Толща относится к андезит-дацитово-гранитной формации.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения развиты в Янкано-Джагдинской СФЗ Амуро-Охотской СС. На Буреинском массиве они известны в Нижне-Зейской зоне Норско-Сухотинского прогиба.

Тунгалинская толща (S[?]tg) слагает ядра антиклинальных структур и тектонические блоки в пределах Долбырь-Тунгалинской подзоны Янкано-Джагинской СФЗ, протягиваясь в субширотном направлении от левобережья р. Тынды на западе до р. Тукси на востоке на расстояние свыше 200 км. Впервые она выделена М. Т. Турбиным в 1967 г. в истоках р. Тунгала [62, 109]. На геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 [23] отложения толщи относились к верхнепротерозойской теплоключевской свите. Толща залегает в основании разреза среднепалеозойских отложений подзоны. Она представлена сланцами серицит-кварцевыми, эпидот-хлорит-кварцевыми, альбит-эпидот-актинолитовыми с пластами кварцитов, метапесчаников, линзами мраморов, яшмоидов. Мощность толщи 1100 м. Характерна фациальная изменчивость состава толщи по простиранию, которая выражается в постепенном увеличении в разрезе с востока на запад зеленых сланцев. Зеленые сланцы образованы по субщелочным базальтам и их туфам натриевой серии. На западе, в Зей-Тындинском междуречье – по толеитовым базальтам и пикробазальтам калиево-натриевой серии. Кварциты и яшмоиды образовались при метаморфизме кислых туфов и туффитов. Силурийский возраст толщи условен и определяется ее положением в основании разреза Долбырь-Тунгалинской подзоны. Толща неравномерно метаморфизована в различных субфациях зеленосланцевой фации.

Мамынская свита (S₁₋₂mm) развита в междуречье Гарь–Нора, в бассейне рек Зей и Альдикон, где она представлена песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, туфоалевролитами, аргиллитами, гравелитами, конгломератами, дресвяниками, брекчиями, туффитами, туфами дацитов и трахириодацитов, риодацитами и базальтами. Впервые свита была выделена В. В. Онихимовским в 1941 г. Стратотипическая местность расположена в бассейнах рек Инкан, Орловка и Нора. Нижняя часть свиты мощностью до 1400 м в бассейнах рек Гарь, Инкан и Орловка (Мамын) сложена преимущественно гравелитами кварцевыми и аркозовыми, конгломератами с прослоями, горизонтами и линзами кварцевых песчаников, переслаивающихся песчаников и алевролитов, а также седиментационных брекчий и дресвяников. Для данного разреза характерны выдержанный состав, отсутствие четкой ритмичности, плохая сортировка и слабая окатанность обломков. В бассейне р. Нора отмечается тонкообломочный состав, грубообломочные породы присутствуют только в низах разреза. Верхняя часть свиты мощностью до 1300 м представлена в бассейнах рек Гарь, Орловка, Инкан равномерно переслаивающимися, преимущественно мелкозернистыми, песчаниками и алевролитами. Преобладают полимиктовые песчаники, аркозовые и кварцевые – отмечаются реже. Для пород характерна фациальная изменчивость по составу и зернистости, зеленая окраска, тонко- и линзовидно-параллельная слоистость. В бассейне р. Нора [189] в верхней части свиты отмечается пестрая (сургучная, зеленая, часто пятнистая, серая) окраска пород. В разрезе здесь преобладают туфопесчаники, туфоалевролиты, аргиллиты, пепловые туфы дацитов и трахириодацитов, а также туффиты, риодациты и базальты. Общая мощность свиты до 2700 м. Свита залегает с разрывом на ордовикских отложениях октябрьской толщи и гранитоидах октябрьского комплекса.

Ранне-позднесилурийский возраст мамынской свиты определяется по многочисленным находкам фауны, характерной для верхов лландеври и пржидола: *Lingula minima* Sow., *L. cf. sisovae* Tschern., *L. cf. sisovae djirgalantensis* Tschern., *Tuvaella račkovskii* Tschern. и *T. gigantea* Tschern. [189, 254].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения развиты в Долбырь-Тунгалинской подзоне Ян-кано-Джагдинской СФЗ Амуро-Охотской СС. На Буреинском массиве они наблюдаются в составе Ольдойско-Сагаянской СФЗ и Норско-Сухотинского прогиба.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Дугдинская толща ($D_1^{?dg}$) распространена в Долбырь-Тунгалинской подзоне от левобережья р. Тында на западе до рек Дугда и Эгор на востоке. Выделена М. Т. Турбиным в 1967 г. [109]. Название толща получила в легенде Тугурской серии листов [227]. Ранее [23] эти отложения относились к гармаканской свите верхнего протерозоя. Толща сложена филлитами, метапесчаниками (до серицит-кварцевых сланцев) с пластами зеленых сланцев и кварцитов. Характерны пачки ритмичного переслаивания филлитов, зеленых сланцев и кварцитов. В западной части выходов толщи в Зея-Тындинском междуречье наблюдается переслаивание филлитов и метапесчаников. Зеленые сланцы здесь присутствуют в виде единичных линз. Мощность толщи 2000 м. Толща согласно залегает на тунгалинской толще. Породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев. К выходам толщи приурочены проявления ртути и золота. Возраст дугдинской толщи условен и определяется согласным налеганием на нее туксинской толщи с фауной нижнего—среднего девона [62].

Большеневерская свита (D_1^{bn}) впервые выделена западнее площади в 1950 г. И. В. Лучицким. Она обнажается на правобережьях рек Уркан и Деп (бассейн рек Кайла и Гага). В западной части района в бассейне р. Уркан [154] в разрезе (2000 м) преобладают мелкозернистые песчаники кварцевые, в том числе известковистые и алевролиты. Мощность свиты здесь 2000 м. В бассейне р. Деп свита представлена верхней частью (400 м). Снизу вверх по разрезу наблюдается смена кварцитов с прослоями конгломератов и мелкозернистых кварцевых песчаников пачкой мелкозернистых песчаников кварцитовидных, кварцевых и полевошпат-кварцевых. В верхней части преобладают кварцевые песчаники с прослоями алевролитов, глинистых сланцев и гравелитов, иногда встречаются известняки. Образования свиты являются вмещающими для вольфрамового оруденения скарновой формации. Свита согласно перекрыта имачинской свитой. В ее отложениях определены брахиоподы (от лохова до низов эмса): *Gladiostrophia pseudofascicula*, *Leptostrophella kharkraica*, *Megakozłowskiella perlamellosa*, *Douvillina orientalis*, трилобиты, мшанки, криноидеи, остракоды. В нижних горизонтах найдены конодонты *Sciriodus*

huddlei Klap. et Ziegl. (лохков), в верхних — *Spathognathodus steinhornensis* (Ziegl.) (нижняя часть эмса) [287]. В бассейне р. Уркан алевролиты содержат брахиоподы и криноидеи верхней праги—нижнего эмса.

НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Туксинская толща (D_{1-2ts}) прослеживается вдоль Южно-Тукурингского разлома, где слагает тектонические клинья и линзы различных размеров [218]. Впервые она была выделена в бассейне р. Дугда М. Т. Турбиным в 1967 г. [109]. Свита получила название в легенде Тугурской серии листов [227]. Нижняя часть разреза (1000 м) сложена преимущественно зелеными (хлорит-эпидот-актинолитовыми, кварц-эпидот-хлоритовыми, альбит-актинолит-эпидотовыми) сланцами с прослоями филлитов, кварцитов и метапесчаников. Верхняя часть (700 м) представлена метапесчаниками, филлитами с единичными прослоями зеленых сланцев и кварцитов. В восточной части в бассейне р. Дугда в разрезе наблюдаются единичные линзы мраморизованных известняков, в которых установлены остатки *Favosites* sp., *Squameofavosites* sp., *Pachyporidae*, *Syringopora* sp. ранне-среднедевонского возраста. Мощность толщи 1700 м. Зеленые сланцы туксинской толщи образованы по субщелочным базальтам калиево-натриевой серии и их туфам. Толща метаморфизована в зеленосланцевой фации [218]. Она наращивает разрез девонских отложений в Долбырь-Тунгалинской подзоне, согласно залегая на отложениях дугдинской толщи.

Имачинская свита (D_{1-2im}) распространена на правобережье р. Уркан и в бассейне р. Деп (реки Кайла, Гага), где она согласно залегает на большеверской свите [89, 115]. На правобережье р. Уркан в разрезе свиты преобладают разнотекстурированные песчаники, подчиненную роль играют алевролиты, глинистые сланцы и известняки. В разрезе по р. Кайла в нижней части свиты преобладают известняки, реже встречаются алевролиты, часто известковистые и полимиктовые, полевошпат-кварцевые, кварцевые мелкозернистые песчаники (до 170 м), в средней — алевролиты с прослоями известняков и мелкозернистых полевошпат-кварцевых песчаников (до 110 м), в верхней — известняки с прослоями алевролитов (до 260 м). Общая мощность свиты до 600 м. Известняки, алевролиты и песчаники содержат обильную фауну, указывающую на эмский—эйфельский возраст отложений: *Zmeinogorskia sagsaica* Spassky, *Thamnophyllum ampullaceum* Spassky; *Favosites inaequalis* J. Dubat., *Striatopora peetzi* Dubat. и др., брахиопод: *Douvillina orientalis* (середина эмса), *Leptodontella zmeinogorskiana* (верхи эмса) и *Fimbrispirifer divaricatus* (эйфель).

Полуночкинская толща (D_{1-2pl}) наблюдается в междуречье Бол. Желтулак—Желтулак-2 и в бассейне р. Инкан, где залегают на размытой поверхности ордовикских гранитоидов октябрьского комплекса. Впервые толща была выделена Е. И. Бондаренко в 1962 г. [144] в районе горы Лежневая. Название было предложено А. Ф. Васькиным и Г. Р. Шишкиной в 1996 г. [287]. Толща сложена глинистыми сланцами с прослоями алевролитов, кварцевых песчаников, известняков. В основании разреза залегают гравелиты и конгломераты. Мощность толщи 200 м. Отло-

жения вмещают проявления железа магнетит-скарновой формации. Эмс-эйфельский возраст толщи устанавливается по фаунистическим остаткам: *Crenulipora aculeatissimus* Dubat., *Cladopora* cf. *microcellulata* Dubat., *Barrandeophyllum perplexum* Pošta, *Douvillina* ex gr. *orientalis* (Jan. et Modz.), *Trilobostrophia* cf. *bobilevi* (Schischk.).

Сланцево-песчаниковая толща (D_{1-2sp}) наблюдается в Сухотинской зоне Норско-Сухотинского прогиба [204] на левобережье р. Амур, а также в истоках р. Янсай. Сложена песчаниками полевошпат-кварцевыми, алевролитами, сланцами кварц-серицитовыми и серицит-хлоритовыми, известняками. Мощность толщи 350 м. Характерной особенностью песчаников и алевролитов является преимущественно зеленовато-серый цвет, тонкополосчатая, местами сланцевая текстура. Соотношения отложений с нижележащими образованиями не установлены. Ранне-среднедевонский возраст толщи установлен в аналогичных отложениях, южнее площади листа, в бассейнах рек Богданиха и Гуран, где они охарактеризованы ранне-среднедевонской фауной.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Тангоменская толща (D_{2tn}) впервые была выделена в бассейне р. Дугда М. Т. Турбиным в 1967 г. [109]. Она развита в междуречье Нора—Дугда, Тукси—верховья р. Деп, где сложена филлитами и песчаниками в грубом (20—80 м), иногда тонком (1—3 м) ритмичном переслаивании. В верхней части разреза часто (бассейн р. Дугда) встречаются прослои и линзы конгломератов и гравелитов. Грубообломочные породы с гальками и валунами мусковитовых гранитов, зеленых сланцев, метапесчаников содержат маломощные прослои песчаников с фауной брахиопод, мшанок и криноидей лоны *Eurispirifer pseudocheehiel* (живетский ярус) [218]. Мощность толщи 1500 м. В породах толщи расположены проявления золота и ртути. Толща согласно залегает на туксинской толще (правобережье р. Дугда). Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации.

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Ольдойская свита (D_{2-3ol}) впервые выделена в 1935 г. В. З. Скороходом западнее площади. Свита имеет фациально разнообразный состав, изменяющийся с востока на запад. На востоке площади в бассейнах рек Дугда и Деп она представлена полимиктовыми и кварцитовидными песчаниками, алевролитами (до 970 м). На р. Кайла свита (315 м) в нижней части разреза сложена переслаивающимися известняками и песчаниками, которые выше сменяются мелкозернистыми аркозовыми песчаниками с пачками алевролитов. Далее на запад, в бассейне р. Гага, разрез (460 м) представлен полимиктовыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. На водоразделе рек Уркан и Улунга распространены преимущественно алевролиты, иногда известковистые, с редкими маломощными (10—15 м) прослоями мелкозернистых аркозовых песчаников общей мощностью 650 м. Мощность свиты до 1000 м. Породы

ольдойской свиты, содержащие отпечатки брахиопод, мшанок и криноидей лоны *Euryspirifer pseudocheehiel* (живетский ярус), согласно залегают на эйфельских слоях имачинской свиты. Раннефранские горизонты с брахиоподами, криноидеями и остракодами лоны *Whidbornella productoides* — *Cyrtospirifer achmet* встречены в бассейнах рек Гага и Кайла.

Орловкинская толща ($D_{2-3}og$) развита в междуречье Желтулак—Юкточка и в бассейнах рек Адамиха и Полуночка. Эти отложения были выделены впервые в 1962 г. Е. И. Бондаренко в бассейне р. Желтулак-2 [144]. Название было предложено А. Ф. Васькиным и Г. Р. Шишкиной в 1996 г. [287]. Толща согласно залегает на полуночкинской толще и представлена песчаниками полимиктовыми, аркозовыми и кварцевыми, глинистыми сланцами и алевролитами с прослоями аргиллитов, туфоалевролитов, известняков, реже встречаются туффиты и пепловые туфы дацитов. Мощность толщи 1500 м. В нижней части разреза обнаружены брахиоподы и криноидеи лоны *Euryspirifer pseudocheehiel* (живетский ярус среднего девона). Присутствуют гастроподы, ругозы, мшанки [287]. Верхняя часть, содержащая *Spirifer* sp., условно считается тоже живетской, хотя не исключен и ее франский возраст. Верхняя граница орловкинской толщи не установлена. Толща является формационным аналогом ольдойской свиты.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения развиты в основном в Амуро-Охотской СС: Туксинской (джескогонская и нектерская свиты) и Ланской подзонах (верхоланская серия) Янкано-Джагдинской СФЗ; Токурской подзоне Селемджино-Кербинской СФЗ (мынская, златоустовская и сагурская свиты). На Буреинском массиве нижнекаменноугольная типаринская свита венчает разрез Ольдойско-Сагайской СФЗ. Граматухинская толща распространена в Октябрьской зоне.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Типаринская свита (C_{1tp}) впервые выделена в 1960 г. А. И. Фрейдиным на площади листа N-51. Характеризуется крайне пестрым составом. В бассейнах рек Уркан и Зея свита сложена полосчатыми зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами, часто известковистыми, с пластами темно-серых ракушняковых известняков. Восточнее в бассейнах рек Деп, Дугда и Нора она представлена зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами, часто известковистыми, сургучными, пестроцветными туффитами, туфопесчаниками, пластами кремнисто-глинистых сланцев и темно-серых ракушняковых известняков. Мощность свиты до 1000 м. Она со стратиграфическим несогласием залегает на ольдойской свите, прорвана и ороговикована гранодиоритами урушинского комплекса. Породы свиты вмещают свинцово-цинковое стратиформное оруденение. Отложения изобилуют брахиоподами, криноидеями и гастроподами верхней части турнейского—нижней части визейского ярусов: *Pseudosyrinx* cf. *plenus* Hall, *Camarotoechia* cf. *peetzi* Tolm. и др.; *Anthinocrinus*

aff. *carbonicus* Yelt., *Platycrinites rugosus* Mill. и др.; *Mourlonia* cf. *striata* (Sow.), *M.* cf. *conica* (Phill.) и др. [175].

Граматыхинская толща (C_1gr) наблюдается в устье р. Быки. Впервые была описана А. Ф. Васькиным в 1975 г. южнее площади листа. Сложена песчаниками, переслаивающимися с алевролитами, реже туфами основного и среднего состава, известняками массивными и слоистыми [49]. Мощность толщи до 1500 м. Породы рассланцованы, метаморфизованы в зеленосланцевой фации. В песчаниках определены споры, характерные для нижнего карбона: *Lonotriletes crassipterus* Walts., *L. euripterus* (Walts.) Luber., *Hymenozonotriletes subgrammelatus* Naum. и др.

Мынская свита (C_1mn) слагает ядра антиклинальных структур на левобережье р. Нора и в верховьях р. Ниж. Стойба (Ниж. Мын). Свита представлена песчаниками, глинистыми сланцами, алевролитами, зелеными сланцами, кварцитами, часто фосфатоносными и пластами мраморизованных известняков, реже метаморфизованными туфами и лавами дацитов. Породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Кислые вулканиты приурочены к средней части разреза. Здесь же встречаются прослои фосфатоносных кварцитов. Мощность свиты — 3100 м. Зеленые сланцы реконструируются как субщелочные базальты калиево-натриевой серии. Метадациты относятся к калиево-натриевой серии с незначительным преобладанием натрия над калием [1]. На левобережье р. Нора преобладают филлитизированные алевролиты и глинистые сланцы. В верхней части свиты здесь встречаются прослои буровато-сиреневых гематитовых, магнетит-гематитовых кварцитов [218].

В истоках р. Угохан мынская свита содержит обрывки стеблей калямитов и кордаитов, в том числе *Rufloia* sp. и *Cortex* sp. [226], что позволяет говорить лишь о позднепалеозойском ее возрасте. Раннекаменноугольный возраст свиты принят в соответствии с Легендой ДВСЛ [209].

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Златоустовская свита (C_2z) в бассейне рек Ниж. Стойба и Инкан сложена глинистыми сланцами, песчаниками, сланцами зелеными и серицит-альбит-кварцевыми, линзами светло-серых мраморизованных известняков. В сланцах широко проявлены реликтовые бластопсаммитовые и бластоалевритовые структуры. На западе в бассейне р. Нора разрез представлен грубошлифовидным переслаиванием глинистых сланцев с песчаниками, с горизонтами зеленых сланцев и известняков и, реже, кварцитов. Глинистые сланцы и песчаники часто известковистые, обогащены углистым веществом. Горизонты известняков прослеживаются на несколько километров. Общая мощность свиты до 2000 м. Зеленые сланцы златоустовской свиты реставрируются как известково-щелочные базальты островных дуг. По характеру метаморфизма свита сходна с мынской. Породы свиты вмещают оруденение золото-черносланцевой формации (месторождение Маломыр). Свита согласно залегает на мынской свите. Ее среднекаменноугольный возраст принят согласно решениям IV ДВ МРСС [95].

Сагурская свита (C_2sg) наращивает разрез каменноугольных отложений в Селемджино-Кербинской СФЗ в бассейне р. Селемджа (верховье р. Эгор) и по левобережью р. Нора. Она представлена песчаниками рассланцованными, глинистыми сланцами, с прослоями эпидот-альбит-актинолитовых, реже серицит-альбит-кварцевых сланцев. Мощность свиты 1000 м. Ее отложения фациально устойчивы на всей площади распространения. На контакте с интрузиями златоустовского комплекса породы сагурской свиты ороговикованы с образованием пятнистых роговиков. Свита согласно залегает в верховьях р. Ниж. Стойба на златоустовской свите [226]. Среднекаменноугольный возраст принят согласно решениям IV ДВ МРСС (1990) [95].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнеланская серия ($C_3?vl$) распространена в бассейне верхнего течения р. Лан и на правобережье р. Уда. В серию в Легенде ДВСЛ [209] объединены условно верхнекарбоновые отложения артокской, торбосской, алуканской, делоевской и ланской свит [95, 227]. Она представлена преимущественно граувакковыми песчаниками с редкими слоями (до 20 м) алевролитов, базальтов и их туфов, единичными пачками тонкого флишеидного переслаивания песчаников и алевролитов. В основании разреза залегает пачка (180 м) переслаивающихся туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов. Мощность серии до 6000 м. Базальты серии относятся к известково-щелочной серии и сходны по составу с базальтами златоустовской свиты, отличаясь от них большей титанистостью. Подстилающие и перекрывающие отложения для серии в пределах листа неизвестны. Кроме растительного детрита, приуроченного к средней части разреза, других органических остатков она не содержит. Ее возраст принят в соответствии с Легендой ДВСЛ [209].

Джескогонская свита (C_3dz) обнажается в крыльях синклинали в Туксинской подзоне. Выделена М.Т.Турбиным в 1963 г. [109]. Ее стратотип расположен на р. Уркан. Свита сложена преимущественно глинистыми сланцами с прослоями разномерных полимиктовых песчаников, линзами известняков, конгломератов, гравелитов, зеленокаменных пород. Зернистость пород уменьшается в юго-восточном направлении с удалением от Становой СБ, служившей, вероятно, областью сноса [62, 196, 225]. Конгломераты, гравелиты и мелкозернистые песчаники образуют многочисленные прослои и линзы, не выдержанные по простиранию, мощностью от 0,5 до 150 м. Зеленокаменные породы, располагающиеся в верхней части разреза, слагают отдельные линзы или прослои мощностью до 50 м. Мощность свиты 1550 м. Зеленокаменные породы образованы по высоконатровым толеитовым базальтам. Свита неравномерно метаморфизована в зеленосланцевой фации. Вдоль разломов породы преобразованы в серицит-кварцевые, серицит-мусковит-кварцевые, мусковит-альбит-кварцевые сланцы, нередко с гранатом и стильпномеланом. Породы свиты вмещают золотое оруденение черносланцевой формации. Нижняя граница свиты не установлена. Возраст свиты определяется согласным налеганием на нее нектерской свиты условно позднекаменноугольного возраста [209].

Нектерская свита ($C_3?nk$) впервые была выделена М. Т. Турбиным в 1963 г. [109]. Ее стратотип расположен на р. Талома. Свита сложена преимущественно филлитизированными алевролитами и глинистыми сланцами с прослоями мелкозернистых полимиктовых метапесчаников. Кварциты, мраморы, гравелиты и зеленые сланцы образуют редкие слои и линзы. Мощность отложений 1050 м. Разрез свиты имеет грубо-слоистый характер, роль песчаников увеличивается вверх по разрезу. В юго-восточном направлении количество и мощность прослоев зеленых сланцев существенно увеличивается. В этом же направлении возрастает степень метаморфизма [196]. По простирацию свиты отмечается фациальная изменчивость. На протяжении первых километров наблюдается замещение слоев гравелитов песчаниками с прослоями алевролитов [266]. Зеленые сланцы относятся к формации толеитовых базальтов [218]. Нектерская свита согласно залегает на джескогонской и перекрывается бочагорской. В известняках свиты обнаружены фораминиферы *Triticites* ex gr. *parvulus* Schell., *T.* ex gr. *irregularis* Schell., характерные для конца позднего карбона [219].

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Морские отложения перми известны в Туксинской подзоне Янкано-Джагдинской СФЗ, континентальные — в Октябрьской зоне Буреинского массива.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Бочагорская свита (P_1bc) расположена в Туксинской подзоне (от верховьев р. Тукси до бассейна р. Дугда) в ядре Туксинской синклинали. Впервые свита была выделена М. Т. Турбиным в 1965 г. Стратотип ее находится на р. Бочагор [109]. Разрез сложен филлитами, зелеными сланцами, кварцитами с пластами и линзами кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев, известняков мраморизованных и гематит-магнетитовых руд. Мощность свиты 1650 м. Для отложений характерны пестрота состава и фациальная изменчивость по простираю, выражающаяся в значительном колебании количественного соотношения пород и их мощностей [62, 196]. Среди зеленых сланцев выделяется группа пород повышенной щелочности, умеренно- и высокоглиноземистых, что характерно для лейкократовых разновидностей субщелочных оливиновых базальтов. Иногда среди них реконструируются пикритобазальты и толеитовые базальты. Породы свиты прорваны габброидами пиканского комплекса ранней перми.

Бочагорская свита согласно залегает на нектерской. Известняки свиты на водоразделе рек Унья—Джагда содержат комплекс фораминифер и кораллов, среди которых *Pseudofusulina* cf. *uralica* Schelw., *Acervoschwagerina* sp., *Waagenophyllum* cf. *magnificum* Dougl. наиболее характерны для ассельского яруса нижней перми [266].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Угоханская серия (P_2uh) впервые выделена в Легенде ДВСЛ [209]. В нее объединены верхнепермские алевролиты-песчаниковые отложения, ранее [23] подразделявшиеся на три толщи. Серия расположена в бассейне верхнего течения р. Лан. Сложена алевролитами, граувакковыми песчаниками, глинистыми сланцами, пачками их ритмичного переслаивания, реже базальтами, тахилитами и их туфами, кремнистыми туффидами, седиментационными брекчиями, конгломератами и гравелитами. Мощность серии до 3000 м. Пласты вулканитов, а также грубообломочных пород, как правило, быстро выклиниваются по простиранию. Среди песчаников иногда наблюдаются сидеритсодержащие разности. Базальты и тахилиты авгитовые различаются по степени раскристаллизации стекла. Соотношения серии с другими стратонами тектонические. Отложения серии вмещают ртутное оруденение. Возраст ее принимается согласно Легенде ДВСЛ [209].

Адамихинская толща (P_2ad) слагает мелкие тектонические блоки в бассейне р. Адамиха и на водоразделе рек Адамиха—Прав. Орловка. Впервые эти отложения здесь были выделены В. Н. Карнаушенко в 1990 г. [189]. В разрезе преобладают черные алевролиты. Полимиктовые песчаники, углистые аргиллиты и кварцевые гравелиты имеют подчиненное значение. В основании разреза залегает пачка (200–300 м) мелкогалечных конгломератов с прослоями песчаников и алевролитов. Мощность толщи 900–1000 м. Доля грубообломочных осадков с севера на юг увеличивается. Толща с размывом залегает на отложениях мамынской свиты, контакты с каменноугольными образованиями тектонические. В нижней части разреза толщи алевролиты содержат верхнепермскую флору *Pekopteris* ex gr. *varsanofievae* Fef., *Comsopteris* cf. *adzvensis* Zal. и др. [189].

ВЕРХНЯЯ ПЕРМЬ ИЛИ НИЖНИЙ ТРИАС

Манегрская толща (P_2T_{1mn}) впервые выделена в 1984 г. В. А. Рыбалко в бассейне руч. Манегрский [254]. Толща слагает два вулканических поля в бассейнах рек Гарь, Прав. Орловка и Косматая. Манегрское вулканическое поле (бассейны рек Гарь и Прав. Орловка) имеет двучленное строение. В нижней части залегают андезибазальты, трахиандезиты, дациандезиты и их туфы. Трахибазальты и их туфы образуют мало-мощные прослои и линзы. Верхняя часть сложена трахириолитами и риолитами флюидальными, флюидално-сферолитовыми, реже массивными, а также их туфами. В Орловкинском поле в верхах толщи отмечаются трахидациты, их туфы и туфолавы. Максимальная мощность толщи в Манегрском поле составляет 700 м. Для основных и средних разностей вулканитов толщи обычна повышенная щелочность. Для кислых пород характерно преобладание K_2O над Na_2O . Вулканиты манегрской толщи с угловым несогласием залегают на адамихинской толще поздней перми. В Орловкинском поле они прорваны раннемеловыми гранитоидами верхнеамурского и буриндинского комплексов. Как для андезиба-

зальтов, так и для риолитов Манегрского поля [254] радиологические датировки (К-Аг метод) колеблются от 146 до 234 млн лет. Донорийский возраст манегрской толщи определяется по обилию риолитов в обломочной фракции пород устькалахтинской толщи. Возраст манегрской толщи принимается как поздняя пермь или ранний триас вслед за Ю. В. Кошковым [204].

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнетриасовые миогеосинклинальные отложения известны в пределах Буреинского массива (Депский прогиб: устькалахтинская и песчаниковая толщи) и Амуро-Охотской СС (Унья-Бомская подзона Янкано-Джагдинской СФЗ: муяканская и нелская свиты, толща руч. Безымянный; Удский прогиб — устьмильканская толща).

Муяканская свита (T_3mk) распространена вдоль северных склонов хребта Джагды. Она была выделена А. А. Майбородой в 1964 г. в бассейне р. Бол. Курнал как ниже-среднекаменноугольная [219]. Разрез представлен метапесчаниками с прослоями и линзами филлитов, метаалевролитов, зеленых сланцев, туфопесчаников, седиментационных брекчий, туффитов. Мощность свиты более 1200 м. Зеленые сланцы образуют линзы мощностью 50–250 м. В них часто наблюдаются реликтовые вариолитовые структуры и миндалекаменные текстуры. Это породы с нормальной щелочностью с резким преобладанием Na_2O над K_2O . Линзы седиментационных брекчий (до 175 м) приурочены к основанию разреза. Туфопесчаники и туффиты появляются в восточных выходах свиты [196]. Свита неоднородно метаморфизована в зеленосланцевой фации. Степень метаморфизма уменьшается с удалением от Ланского разлома. Отложения свиты вмещают ртутное оруденение. В бассейне р. Муякан на муяканской свите согласно залегает нелская свита, содержащая карнийскую и нижненорийскую фауну. В среднем течении р. Бол. Артек в валунах конгломератов установлены позднепермские мшанки *Maychella metaporata* Rom., *Timanodictya lucida* Rom. и др. [110]. На основании этих фактов свита отнесена к карнийскому ярусу верхнего триаса.

Нелская свита (T_3nl) была выделена А. А. Майбородой в 1964 г. в бассейне р. Бол. Курнал [219]. Свита развита вдоль северного склона хр. Джагды от оз. Огорон до верховьев р. Шевли. Она представлена филлитами, метаалевролитами и метапесчаниками, часто флишеидно переслаивающимися, реже зелеными и кремнистыми сланцами, седиментационными брекчиями. Количество зеленых сланцев увеличивается в восточных выходах свиты. Линзы седиментационных брекчий (50–125 м) отмечаются восточнее р. Нора в верхней части разреза. Характерен двухкомпонентный флиш, с грубым (25–30 м) переслаиванием псаммитовых и алевропелитовых пачек [226]. Мощность отложений до 1240 м. Степень метаморфизма нелской и муяканской свит аналогична. Она уменьшается с запада на восток. Зеленые сланцы относятся к базальтовому ряду натриевой серии. Нелская свита содержит фауну, характер-

ную для карнийского и низов норийского ярусов: *Monotis ochotica* Keys., *M. jacutica* Tell., *Eomonotis scutiformis* Kipar., *Halobia* cf. *australica* Moys., *Oxytoma* (*Palmoxytoma*) *moysisovicsi* Tell. и др.

Устькалахтинская толща (T_{3uk}) расположена в бассейнах рек Деп и Гарь 1-я и 2-я. В толщу [209] объединены отложения, ранее относившиеся к калахтинской, малокалахтинской и наптаргинской свитам [114], по причине ошибок в определении возраста стратоннов. Разрез сложен песчаниками, алевролитами, часто с прослоями гравелитов и галечных конгломератов. Для нижней части толщи характерно тонкое (доли метра) ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов, наличие стяжения марказита, прослои пепловых туфов [87]. В средней части разрез представлен трехкомпонентным флишем: гравелиты (конгломераты мелкогалечные) — песчаники крупнозернистые — песчаники мелкозернистые — с мощностью слоев не более 10 м. Выше залегает пачка переслаивания мощных (десятки и сотни метров) слоев песчаников и алевролитов с растительным детритом, конкрециями известковистых алевролитов, следами ползания червей. Верхняя часть разреза существенно песчаниковая. Мощность отложений толщи составляет 2900 м. Породы содержат фаунистические остатки четырех подъярусов нория. При этом руководящие формы распределились (снизу вверх) следующим образом: 1) *Oxytoma* (*Palmoxytoma*) *münsteri* Bronn., *Tosapecten subhiemalis* Tell. (низы средней части нория); 2) *Halobia* cf. *australica* Moys., *H.* cf. *charliana* Moys. (нижняя часть нория); 3) *Entolium kolymensis* Kipar., *Eomonotis scutiformis* var. *kolymica* Kipar. (середина нория); 4) *Monotis ochotica* Keys., *M. jacutica* Tell., *M. subcircularis* Kipar. (верхи нория) [87].

Толща руч. Безымянного (T_{3bz}) развита в междуречье Шевли—Угохан. Выделена впервые в 1971 г. А. В. Махиным по руч. Безымянный [226]. Она сложена зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, конгломератами, базальтами, тахилитами. Мощность отложений 1600 м. Толща со стратиграфическим несогласием, залегает на нелской свите. В основании толщи на сопредельной с востока площади собрана норийская фауна [227]. Степень метаморфизма толщи слабее, чем для нелской и муяканской свит.

Устьмильканская толща (T_{3um}) слагает два мелких выхода в бассейнах рек Огджено и Бол. Суникан. Она представлена серыми и зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, линзами мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Мощность 1000 м. Толща со стратиграфическим несогласием перекрыта среднеюрской кенрикской толщей. В породах толщи обнаружена фауна лоны *Monotis ochotica* норийского яруса, что явилось основанием отнесения пород к норийским отложениям [110].

Песчаниковая толща (T_{3p}) распространена на левобережье рек Нинни и Сагаян. Она была выделена одновременно В. В. Шихановым и М. Т. Турбиным в 1962–1964 гг. Разрез толщи изучен в нижнем течении р. Нинни [109]. Нижняя его часть здесь сложена полимиктовыми среднезернистыми песчаниками и конгломератами с прослоями алевролитов и гравелитов (до 1000 м), верхняя — черными филлитизированными тонкополосчатыми алевролитами и темно-серыми мелкозернистыми песча-

никами (500–600 м). В истоках р. Сагаян наблюдается пачка тонкопослойчатых алевролитов с прослоями (первые десятки метров) мелкозернистых песчаников, являющаяся, по мнению М. Т. Турбина, верхней частью разреза толщи. Общая мощность толщи до 2300 м. Возраст ее устанавливается по находкам фауны, характерной для среднего и верхнего юрия: *Monotis ochotica* Keys., *M. jacutica* Tell. и др. [218, 275].

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские морские миогеосинклинальные и континентальные отложения рассматриваемой территории известны практически во всех структурно-формационных зонах и имеют разнообразный фациальный и формационный состав. Они представлены тремя отделами. На Сибирской платформе они выполняют Токинскую впадину (беркакитская свита). В Амуро-Охотской СС ими сложен Удский прогиб (кенрикская и суниканская толщи), Малотындинская (крутогонская толща и дессовская свита) и Унья-Бомская (курнальская и амканская свиты) подзоны Янкано-Джагдинской СФЗ, Токурская подзона Селемджино-Кербинской СФЗ (моринская толща). На Буреинском массиве юрские отложения слагают Верхнеамурский (ускалинская и осежинская свиты) и Депский (сагаянская толща, багноноская, ураловкинская, аякская и депская свиты) прогибы. Вулканогенные отложения джелонской свиты выполняют фрагменты Джелонского вулканогенного прогиба Удско-Куйдусунской ВПЗ.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Крутогонская толща ($J_1^{?kg}$) обнажается в верховьях р. Алленга, а также в тектоническом клине от истоков р. Алла до верховьев р. Деп. Впервые отложения толщи изучены В. В. Шихановым в 1966 г. [114]. Название толщи дано Ю. В. Кошковым в 1998 г. [204]. Толща сложена серыми, темно-серыми песчаниками полевошпат-кварцевыми, часто рассланцованными, переслаивающимися с филлитизированными алевролитами. В западной части выходов толщи преобладают песчаники. Здесь в истоках р. Алленга также появляются прослои гравелитов и конгломератов мощностью до 5 м. Мощность отложений 1500 м. Толща слабо метаморфизована в хлорит-стильпномелановой субфации зеленосланцевой фации, смята в простые складки с крутизной крыльев до 50°. Нижняя граница толщи не установлена. Раннеюрский возраст толщи условен и определяется налеганием на нее аален-байосских отложений дессовской свиты, а также по формационному сходству с курнальской свитой ранней юры.

Курнальская свита (J_1^{kr}) широкой полосой протягивается от верховьев р. Деп на западе по р. Угохан на востоке. Отложения свиты впервые были выделены В. Ф. Зубковым в 1956 г. [181] как образования позднепротерозойского возраста. Стратотип расположен на р. Бол. Курнал (бассейн р. Нора). Состав свиты довольно выдержанный. Она на 80 % сложена разнотекстурированными полимиктовыми рассланцованными песчаниками, иногда туфогенными. Филлитизированные алевролиты, гра-

велиты, седиментационные брекчии и конгломераты слагают мало-мощные (2–5, реже 25–50 м) прослои. Характерны пачки флишеидного переслаивания пород, мощность которых достигает 150–200 м. Фациальные изменения свиты несут незначительные. С запада на восток постепенно возрастает содержание алевролитов, увеличивается количество пирокластического материала в песчаниках и алевролитах, отмечается снижение степени метаморфизма в породах [196]. Мощность отложений 2000 м. Контакт курнальской свиты с отложениями позднего триаса на всем протяжении тектонический. Она согласно перекрывается среднеюрской амканской свитой. Возраст курнальской свиты определен по находкам криноидей *Seirocrinus alaska* (Spring.) ранней юры [110]. Курнальская свита и крутогонская толща относятся к флишеидной формации.

НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Сагаянская толща ($J_{1-2}sg$) впервые описана М. Т. Турбиным в 1967 г. [109]. Она развита в Нинни-Сагаянском стратиграфическом районе на левобережье р. Сагаян. Толща сложена песчаниками полимиктовыми, кварц-полевошпатовыми и туфогенными с прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов. Базальные горизонты представлены разнотекстурными песчаниками, линзами гравелитов и конгломератов. Для пород характерна пятнистая окраска. Мощность отложений до 2000 м. В толще присутствуют отпечатки пелеципод, белемнитов и аммонитов, из них *Holcobensis* sp. и *Camptonectes aalensis* Rich. являются руководящими для ааленского яруса средней юры. Нижнеюрские горизонты выделяются по находкам *Clamus* (*Camptochlamus*) sp. indet. (cf. *Ch. proprius* Mil.).

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Дессовская свита (J_2ds) распространена в верховьях рек Алленга, Темна, Десс и в бассейне р. Мал. Тында. Впервые отложения свиты были изучены в 1960 г. В. В. Шихановым [286]. Название дано Ю. В. Кошковым в 1998 г. [204]. Разрез сложен филлитизированными алевролитами с прослоями песчаников, аргиллитов, линзами конгломератов, углистых сланцев. Характерна четкая слоистость, близкая к флишеидной. Количество песчаников увеличивается с запада на восток. Мощность свиты достигает 1120 м. Она неравномерно метаморфизована в зеленосланцевой фации. Свита с размывом залегает на крутогонской свите. В алевролитах свиты в бассейне рек Мал. Тында, Темна обнаружены: *Mytilocerasmus ambiguus* (Eichw.), *M. cf. formosolus* (Vor.) Sey, *M. cf. ussuriensis* (Vor.) Sey, *M. cf. lucifer* (Eichw.), *M. cf. jurensis* (Kosch.) ааленбайосского возраста.

Амканская свита (J_2am) обнажается вдоль южной границы Унья-Бомской подзоны от верховьев р. Четконда до верховьев Елани. Она выделена А. А. Майбородой и В. В. Ольковым в 1964–1965 гг. [88]. Стратотип расположен на р. Аняки. Свита сложена ритмично переслаивающи-

мися песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Мощные пачки этих пород перемежаются с пластами разномерных песчаников (25–100 м) и филлитизированных алевролитов (25–50 м), реже глинистых сланцев (10–20 м). Конгломераты образуют редкие маломощные прослои (10–25, редко 100 м). Состав свиты по простиранию изменяется незначительно, что выражается в появлении и исчезновении пластов конгломератов, алевролитов и песчаников. Мощность свиты 1500 м. Отложения свиты вмещают проявления золото-кварцевой формации. Среднеюрский возраст свиты устанавливается на основании ее согласного налегания на раннеюрскую курнальскую свиту. Органических остатков свита не содержит.

Кенрикская толща (J_2kn) образует небольшой выход в междуречье Делое–Бол. Суникан. Разрез сложен темно-серыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с пластами туфопесчаников, мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Мощность толщи до 2000 м. Она с размывом налегает на устьмильканскую толщу позднего триаса. Возраст кенрикской толщи определяется находками белемнитов и морских пелеципод ааленского и байосского веков [110].

Моринская толща (J_2mr) Выделена впервые А. В. Махиным в 1967 г. [226] восточнее площади. Распространена в междуречье Верх. и Ниж. Стойба, где сложена алевролитами, аргиллитами с редкими маломощными (до 20 м) прослоями мелкозернистых песчаников. Мощность толщи до 470 м. Контакты с вмещающими образованиями тектонические. Возраст пород обоснован находками фауны на сопредельной с востока площади [1].

Суниканская свита (J_2sk) залегает согласно на кенрикской. Сложена зеленовато-серыми песчаниками и туфопесчаниками с прослоями алевролитов. Мощность свиты 800 м. Возраст ее определяется находками белемнитов, брахиопод и пелеципод среднеюрского возраста: *Holcobensis* sp., *Rhynchonella* sp., *Meleagrinella* sp., *Isognomon* sp. [110].

Багоноская свита (J_2bg) наблюдается в Депском стратиграфическом районе на левобережье рек Деп и Амур. Выделена Я. Н. Жиличем в 1990 г. [222]. Стратотип расположен на руч. Богоно возле устья р. Деп. Для свиты характерна резкая фациальная изменчивость по простиранию. Свита характеризуется преобладанием полимиктовых средне-, мелко- и крупнозернистых песчаников, часто переслаивающихся друг с другом. Отмечаются редкие маломощные слои и линзы алевролитов, аргиллитов, гравелитов, конгломератов, туффитов, пепловых туфов кислого состава и пачки их переслаивания между собой и с песчаниками. Углистые аргиллиты и каменные угли образуют единичные маломощные (5–10 см) прослои. Базальные слои представлены частым переслаиванием конгломератов, дресвяников, гравелитов и песчаников. Мощность свиты 1600 м. Ее отложения с размывом залегают на поздне триасовой устькалахтинской толще. По фаунистическим остаткам: *Aguilerella* sp., *Camptonectes aurites* (Schloth.), *Tancredia* cf. *subtilis* Lah., *Modiolus* (*Strimodiolus*) *czekanowskii* Lah. и др. устанавливается среднеюрский (байосбатский) возраст багоносской свиты.

Ураловкинская свита (J_2ur) распространена в Тыгдинском стратиграфическом районе Депского прогиба в бассейне р. Зей и на левобе-

режье р. Амур. Впервые выделена М. В. Сухиным в 1959 г. [107]. Стратотип расположен на правом берегу р. Зея, напротив пос. Ураловка. Свита сложена мелко- и среднезернистыми песчаниками при подчиненной роли галечных конгломератов, гравелитов, алевролитов, туфов среднего и кислого состава и известняков. Мощность до 1000 м. Для песчаников характерна косая, перекрестная и линзовидная слоистость, зеленовато-серый цвет. Иногда наблюдается ритмичное переслаивание мелко- и среднезернистых песчаников (преобладают) с алевролитами, конгломератами и туфами. Мощность таких пачек 5–10 м. В основании ураловкинской свиты присутствуют линзы известняков, вмещающие остатки пресноводных пелеципод *Ferganoconcha localica* Mart., *F. jorkensis* Tschern., *Unio amurensis* Mart., гастропод *Valvata* spp. [136], которые указывают на среднеюрский возраст свиты.

Ускалинская свита (J_{2uk}) наблюдается в бассейне р. Ольга и в верховьях р. Тыгда, где представлена мелкозернистыми зеленовато-серыми песчаниками с линзовидными и горизонтальными прослоями темно-, зеленовато-серых алевролитов. Мощность свиты 1300 м. Отложения свиты прорваны гранитами магагачинского комплекса поздней юры. В пределах листа свита не содержит органических остатков. Западнее в ее стратотипе обнаружен комплекс фауны батского века средней юры.

Аякская свита (J_{2ak}) выделена в 1952 г. Л. М. Саяпиной [258]. Стратотипическая местность расположена в бассейне среднего течения р. Деп. Свита сложена разномасштабными аркозовыми и полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов, линзами гравелитов и галечных конгломератов. Низы отложений более грубозернистые. В средней части разреза иногда отмечаются слои пепловых туфов, в верхней — пачки ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. Для свиты характерна фациальная изменчивость и невыдержанность литологического состава. В песчаниках отмечается хорошо выраженная косая или диагональная слоистость. Мощность отложений 1250 м. Свита с размывом залегает на багоносской свите и согласно перекрывается ранне-среднеюрской депской свитой. Она ороговикована на контакте с раннемеловыми интрузиями буриндинского комплекса. В отложениях свиты содержатся растительные остатки верхов средней—низов верхней юры: *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *Coniopteris depensis* E. Lebed. и др. [222]. В корреляционных схемах IV ДВ МРСС [95] аякская свита считается среднеюрской (келловой).

Осежинская свита (J_{2os}) распространена в верховьях р. Джелтулак. Сложена песчаниками и алевролитами, иногда известковистыми. Наблюдаются единичные линзы конгломератов. Мощность до 700 м. На контакте с интрузиями верхнеамурского комплекса породы ороговикованы. Осежинская свита является в Верхнеамурском прогибе аналогом аякской свиты. Она согласно перекрывает среднеюрскую ускалинскую свиту.

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Депская свита (J_{2-3dp}) выделена Л. М. Саяпиной в 1952 г. в бассейне (стратотипическая местность) нижнего течения р. Деп [258]. Она обнажается в междуречье Зея—Деп. Разрез сложен переслаивающимися

полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, пластами и линзами галечных конгломератов и гравелитов, прослоями кислых пепловых туфов, каменными углями. Мощность отложений до 1000 м. В основании свиты залегают средне-, реже крупногалечные конгломераты (до 150 м). Выше по разрезу наблюдаются песчаники (от мелко- до крупнозернистых) с прослоями алевролитов и аргиллитов, мощность которых в верхней части пачки возрастает. Верхняя часть разреза представлена «продуктивными слоями» [206] — разномасштабные песчаники, алевролиты с прослоями углистых аргиллитов, пепловых туфов, пластами каменных углей. Песчаники часто карбонатные. С востока на запад разрез становится более грубозернистым, увеличивается количество известковых песчаников, повышается угленосность, исчезают туфопесчаники и туфы. Свита согласно залегает на среднеюрской аякской свите, прорвана раннемеловыми интрузиями верхнеамурского и буриндинского комплексов. В ее нижней части содержится флора, характерная для средней и верхней юры: *Raphelia diamensis* Sew., *Cladophlebis* ex gr. *orientalis* Pryn., *Hausmania* cf. *bilobata* Pryn. и др., в верхней — типично верхнеюрские формы *Raphaelia stricta* Vachr., *Coniopteris sewardii* Pryn. и др. [175]. На IV ДВ МРСС для депской свиты принят средне-позднеюрский возраст [95].

Джелонская свита ($J_{2-3}dz$) обнажается на разрозненных участках в бассейне рек Удыхан и Уда. Низы свиты сложены туфопесчаниками, туфоконгломератами с пластами андезитов. Выше по разрезу залегают андезиты пироксен-роговообманковые, реже роговообманковые, иногда миндалекаменные, лавобрекчии андезитов, редкие прослои агломератовых туфов. В южной части в покровах появляются дациты. Мощность свиты — до 600 м. Породы свиты пропилитизированы. Они относятся к калиево-натриевой серии. Свита залегает на докембрийских образованиях, перекрывается с размывом нижнемеловой боконской свитой, прорвана раннемеловыми гранитоидами удского комплекса. Радиологические определения возраста вулканитов (К-Аг метод) на левобережье р. Уда — 153–183 млн лет [98]. На сопредельной с востока территории средне-позднеюрский возраст свиты подтверждается многочисленными находками ископаемой флоры [46].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Беркакитская свита (J_3bk) образует разрозненные выходы севернее Станового хребта в междуречьях Десс–Худуркан, Алгама–Авгенкур, истоках р. Ниж. Делинда. Разрез представлен песчаниками, алевролитами с прослоями углистых аргиллитов, линзами каменных углей (до 0,2 м) и конгломератов. Мощность свиты до 220 м. Песчаники мелко- и среднезернистые полимиктовые или аркозовые, массивные или грубослоистые, изредка — косослоистые. Возраст свиты определяется по находкам комплекса верхнеюрской флоры с разнообразием папоротников и голосеменных: *Raphaelia diamensis* Sew., *R. alagushevii* Pryn., *Taeniopteris* ex gr. *vittata* Brongh., *Pterophyllum* ex gr. *burejensis* Pryn. et Vachr., *Ginkgo sibirica* Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. и др. [74].

ЮРСКАЯ И МЕЛОВАЯ СИСТЕМЫ

ВЕРХНЯЯ ЮРА – НИЖНИЙ МЕЛ

Нерасчлененные верхнеюрско-нижнемеловые отложения известны в пределах Малотындинской подзоны Янкано-Джагдинской СФЗ Амуро-Охотской СС и Депского прогиба Буреинского массива.

Стрелкинская свита (J_3-K_1st) впервые выделена (вместо холоджиканской свиты) Н. Н. Петрук [245]. Свита в междуречье Мал. Тынды – Гилюй имеет двучленное строение. В нижней части (660–1500 м) преобладают валунно-галечные конгломераты, содержащие прослои полимиктовых и аркозовых песчаников, гравелитов, алевролитов, нередко углистых [99, 267]. Иногда встречаются линзы углей. В верхах свиты (300–650 м) преобладают песчаники с прослоями гравелитов, конгломератов, алевролитов, в том числе углистых, аргиллитов. Алевролиты и аргиллиты образуют часто невыдержанные прослои мощностью от 5–10 см до 10 м. Характерной особенностью стрелкинской свиты является резкая фациальная изменчивость, грубообломочный характер, плохая сортировка и окатанность слагающего ее материала, отсутствие четкой слоистости. Мощность отложений 2100 м. В породах отмечается рассланцевание и очень неравномерно проявлен метаморфизм (иногда до фации зеленых сланцев). Стрелкинская свита залегает с размывом на среднеюрских отложениях дессовской свиты. Встречаются многочисленные растительные остатки [267], среди которых присутствуют юрские *Raphaelia* cf. *diamensis* Sew. По присутствию хвощей *Equisetites tschetschumensis* Vas., характерных для чечумского горизонта Ленского бассейна, возраст верхов свиты сужается до титонского яруса поздней юры. Доказательства раннемелового возраста верхних горизонтов стрелкинской свиты получены на сопредельной с запада площади.

Молчанская свита (J_3-K_1ml) обнажается в бассейнах рек Молчан (стратотипическая местность) и Деп [175]. Впервые выделена в 1952 г. Л. М. Саяпиной [258]. Свита сложена песчаниками, туфопесчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов, пепловых туфов, туффитов, конгломератов, каменных углей. Последние обычно находятся в переслаивании с алевролитами, углистыми аргиллитами и пепловыми туфами. Мощность пластов каменных углей достигает 4,25 м. С востока на запад увеличивается грубозернистость и туфогенность разреза и его мощность. Песчаники, как правило, полимиктовые. Мощность отложений до 3200 м. Свита согласно залегает на средне-позднеюрских породах депской свиты, перекрывается осадками умлеканской свиты. В нижней части свиты собраны отпечатки позднеюрской флоры *Raphaelia diamensis* Sew., *Coniopteris tyrmensis* Rуп. и др. В верхней части встречена нижнемеловая флора *Coniopteris* cf. *nympharum* (Heer) Vachr., *Cephalotaxopsis* sp. и др.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые образования представлены континентальными молассоидными и вулканогенными отложениями, формирование которых связано

с орогенезом и континентальным рифтогенезом, сопровождающимся образованием наложенных впадин и вулканоплутонических зон.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Молассоидные и вулканогенные образования нижнего мела расположены преимущественно в пределах вулканоплутонических зон: Зейско-Амурская ВПЗ — перемыкинская и умлеканская свиты, талданский ВК (Умлекано-Орловский ареал), а также поярковский ВК (Нижнезейский ареал); Восточно-Буреинская ВПЗ — огоджинская свита, бурундинский ВК (Огоджинский ареал); Становая ВПЗ — нагорненская свита и сэгангринский ВК (Сутамский ареал), амагаласская свита и бомнакский ВК (Бомнакский ареал), уганская и вангинская свиты (Вангинский ареал). Боконская свита слагает Боконскую впадину, а малотындинская серия — Малотындинскую впадину.

Перемыкинская свита (K_{1pr}) развита в бассейне р. Бургали. Выделена впервые западнее площади П. Ф. Поповым в 1956 г. Нижние горизонты свиты представлены валунно-галечными конгломератами. Выше залегают крупнозернистые песчаники с маломощными прослоями алевролитов. Мощность отложений 290 м. Раннемеловой возраст (берриас—валанжин) перемыкинской свиты подтверждается находками ископаемой флоры и фауны на сопредельной с запада территории [17].

Огоджинская свита (K_{1og}) впервые выделена в 1936 г. В. П. Воларовичем [117]. Свита наблюдается в бассейне р. Селемджа, где она сложена песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами, углистыми алевролитами, каменными углями. Состав и мощность пород свиты фациально изменчивы по простиранию. Песчаники — серые, темно-серые массивные, реже косослоистые. Пласты каменного угля расположены в основном в средней части разреза. Мощность пластов сложного строения колеблется от десятков сантиметров до 6,5 м. Изредка наблюдаются прослои (до 0,7 м) пепловых туфов. Мощность свиты 815 м. Осадки относятся к угленосной молассоидной формации. Они с угловым несогласием перекрываются раннемеловыми вулканитами бурундинской толщи. Комплекс ископаемой флоры, собранной на площади листа, характерен для раннего мела. На этом основании и с учетом определений флористических остатков на сопредельной с востока территории принимается берриас-готеривский возраст [121].

Боконская свита (K_{1bk}) распространена в бассейне р. Уда. Впервые выделена в 1949 г. Ю. О. Орловым. Разрез представлен песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами, углистыми аргиллитами. Нижняя часть мощностью до 400 м сложена валунно-галечными конгломератами с прослоями полимиктовых песчаников (мощностью до 1 м, редко 20 м), линзами гравелитов и алевролитов. Верхняя часть характеризуется преобладанием полимиктовых пестроцветных песчаников с линзами и прослоями конгломератов, гравелитов, алевролитов и углистых аргиллитов. Мощность свиты составляет 1000 м. Обломочный материал пород отличается плохой сортировкой и различной степенью окатанности (от хорошоокатанных галек до щебня и глыб). Он представ-

лен докембрийскими метаморфическими образованиями и магматитами, эффузивами джелонской свиты. Свита со стратиграфическим несогласием перекрывает джелонскую свиту позднеюрского возраста. В породах свиты собраны многочисленные остатки ископаемой флоры, которая указывает на раннемеловой (низы неокома) возраст. На сопредельной с востока площади флористический комплекс позволяет датировать отложения в интервале берриас–готерив [46].

Умлеканская свита (K_{um}) выделена в 1982 г. Я. Н. Жиличем [175]. Ранее данные отложения относились к перемыкинской свите. Отложения свиты распространены в бассейнах рек Зея, Умлекан, Улунга, Полуночка и Инкан, где они залегают в основании вулканотектонических структур. Стратотипический разрез изучен на правом берегу р. Умлекан, где отмечается переслаивание конгломератов и туфоконгломератов валунно-галечных с прослоями песчаников крупнозернистых, туфов андезитов лапиллиевых, иногда гравелитов и туфогравелитов. Мощность отложений 1100 м. В бассейне р. Улунга установлен более мелкообломочный состав свиты, увеличивается количество мелкозернистых песчаников и туфопесчаников, алевролитов, появляются прослои каменных углей. На р. Молчан конгломераты и туфы андезитов залегают в нижней части разреза, песчаники, алевролиты и угли — в верхней. Мощность пластов углей 0,1–0,6 м. В бассейнах рек Полуночка и Инкан для отложений свиты характерно отсутствие туфов и углей. Породы имеют зеленоватый оттенок. В гальках конгломератов отмечаются юрские песчаники и алевролиты, а также гранит-порфиры, сходные с гранитоидами позднеюрского магдагачинского и раннемелового верхнеамурского комплексов. Осадки свиты с размывом залегают на отложениях молчанской свиты, перекрываются раннемеловыми вулканитами талданской свиты. Находки отпечатков флоры: *Equisetites rugosus* Samyl., *Cladophlebis* ex gr. *lenaensis* Vachr., *Heilungia amurensis* (Novop.) Pryn., *Ctenis jacutensis* Vas. позволяют говорить о готеривском возрасте свиты.

Талданский вулканический комплекс

Комплекс впервые выделен И.П.Вольской в 1978 г. [154].

Талданская свита (K_{tl}) развита в бассейнах рек Зея, Умлекан и Орловка. Впервые была описана Ю. М. Логиновым в 1959 г. Свита сложена андезитами, трахиандезитами, дациандезитами, дацитами, андезибазальтами и их туфами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, туфо-алевролитами, песчаниками. Вулканиты слагают вулканотектонические депрессии (ВТД) и купольно-кольцевые структуры (ККС) центрального типа. ВТД преобладают на западе площади. В их основании обычно наблюдается пачка (до 150 м) андезитов, андезибазальтов и их туфов с прослоями вулканогенно-осадочных образований. Выше залегают андезиты, трахиандезиты с редкими прослоями их туфов. В верхних частях отмечаются дациандезиты и дациты. Залегание пород слабо наклоненное к центральным частям вулканических построек. Достаточно широко распространены ККС, которые, по сравнению с ВТД, характеризуются более высокой степенью дифференцированности вулканитов и широким

развитием экструзивных и субвулканических фаций. Здесь появляются трахидациандезиты, встречается больше дацитов. Жерловые и экструзивные фации обычно представлены агломератовыми туфами андезитов и дацитов. Общая мощность талданской свиты составляет не менее 500 м. Вулканиды повсеместно пропилитизированы, аргиллизированы и окварцованы. Они вмещают золото-серебряное оруденение и медно-молибден-порфировое оруденение. Вулканиды относятся к известково-щелочному типу калиево-натриевой серии с преобладанием натрия над калием. Часть пород обладает повышенной щелочностью.

Происхождение талданского комплекса связано, очевидно, с подкоровыми магматическим источниками, что подтверждает и модель комплекса в координатах $MgO-Al_2O_3$; андезиты и частично дациандезиты отвечают мантийным производным. Дацинты и часть дациандезитов представляют собой, вероятно, дифференциаты коровых периферических очагов [273]. Породы талданской свиты с размывом перекрывают раннемеловую умлеканскую свиту и гранитоиды верхнеамурского комплекса раннего мела и прорваны раннемеловыми магматитами бурундинского комплекса. Готерив-аптский возраст свиты подтверждается разнообразными органическими остатками западнее площади листа в ее стратотипическом разрезе [63] и флорой *Coniopteris* ex gr. *nympharum* (Heeg) Vachr., (левобережье р. Тыгда). Радиологические датировки (К-Аг метод) покровных вулканитов составляет 103–126 млн лет.

Субвулканические андезиты (αK_1t), кварцевые диоритовые порфириды ($q\delta\pi K_1t$) талданского комплекса представлены многочисленными дайками, штоками, силлами и лакколитами. Дайки из-за небольшого размера на геологической карте не отображены. Петрографические и петрохимические характеристики рассматриваемых образований практически не отличаются от комагматичных им вулканитов талданской свиты. В субвулканических породах иногда отмечаются более крупный размер вкрапленников, лучшая степень раскристаллизации основной массы. В отдельных случаях они выделяются на карте ΔT дифференцированным положительным полем интенсивностью до 15 мЭ. Большая часть тел пропилитизирована. Породы прорывают покровные фации талданского комплекса. Большая часть радиологических датировок (К-Аг метод) соответствует раннему мелу — 100–137 млн лет [175, 254 и др.]. Учитывая соотношения субвулканических образований с талданской свитой, для них принимается аналогичный возраст — готерив-апт. Более древние датировки (до 213 млн лет) субвулканических и покровных фаций талданского ВК установлены в пределах Отраденской и Улунгинской вулканоструктур в западной части листа. Это противоречит геологическим данным и требует объяснения при проведении геологосъемочных работ в будущем.

Бурундинский вулканический комплекс

Комплекс, объединивший одноименную толщу, а также субвулканические комагматы покровных вулканитов, впервые выделен в 2000 г. А. В. Махининым [227].

Бурундинская толща (K_1br). Впервые выделена в 1990 г. согласно решению IV ДВ МРСС [95]. Породами толщи сложены вулканогенно-тектонические постройки центрально-кольцевого типа диаметром до 40 км (Сергиленская, Нижнестойбинская и др.) в бассейне рек Селемджа и Бурунда.

Разрез представлен андезитами, дациандезитами, дацитами, андезибазальтами, их туфами и лавобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками. В основании разреза (мощностью до 500 м) залегают туфоконгломераты с линзами и прослоями туфогравелитов и туфопесчаников. Выше наблюдаются туфопесчаники, которые сменяются туфами — от пелитовых до глыбовых агломератовых, с маломощными (до 4–5 м) слоями лав. Мощность вулканогенных отложений варьирует от 100 до 300 м. Верхняя часть толщи (около 650 м) представлена в основном эффузивами среднего состава, среди которых преобладают андезиты. По мере наращивания разреза плагиоклазовые, роговообманковые андезиты сменяются роговообманково-пироксеновыми, двупироксеновыми (иногда с оливином) андезитами, андезибазальтами. Иногда среди лав отмечаются прослои туфов и лавобрекчий, туфопесчаников и туфоалевролитов. Мощность бурундинской толщи 1150 м. Андезиты — зеленовато- и сиреневато-серые, порфировые. Пироксенсодержащие разности — темно-серые до черных, преимущественно афировые. Туфы обычно пестроокрашены. Сиреневатый оттенок (как и для покровных лав) характерен для более кислых разновидностей. В эффузивах широко проявлены пропилитизация и окварцевание. В них наблюдаются гнезда (до 25 см), а также прожилки мощностью до 5 см голубовато-темно-серого халцедона (до агата), с разрывом которых связано формирование россыпей сердоликов и агатов. Породы относятся к нормальному ряду К-Na серии с преобладанием Na_2O над K_2O , высокоглиноземистые. По соотношению $MgO-Al_2O_3$ являются мантийными (J-тип).

Породы толщи залегают на берриас-готеривских отложениях огоджинской свиты и прорваны раннемеловыми гранитоидами мынского комплекса. В основании толщи найдены отпечатки рыб *Licoptera middendorffii* Miil., характерные для низов раннего мела [221]. Возраст толщи подтверждается определениями флоры и спорово-пыльцевых комплексов на сопредельной с востока площади [1, 171, 172]. Радиологические датировки (К-Ag метод по валу) андезитов соответствуют преимущественно раннему мелу — 99–125 млн лет [225], иногда отмечаются и позднемеловые определения. На основании вышеизложенного принимается раннемеловый возраст бурундинской толщи.

Субвулканические образования бурундинского комплекса представлены андезитами (αK_1br), дацитами (ζ), андезибазальтами ($\alpha\beta$) и риодацитами, которые слагают силло-, лакколито-, дайко- и штокообразные тела и дайки среди вулканитов бурундинской толщи и в пределах гранитоидов тырмо-буреинского и харинского комплексов. Дациты, дациандезиты, риодациты и их автомагматические брекчии отмечаются в основном в центральной части Сергиленской ЦКС, а также трассируют зону Южно-Тукурингского разлома. В плане интрузии обычно имеют близизометричную форму, реже представлены дугообразными телами. Площадь тел не превышает 5–10, редко 15 км². Среди пород

среднего состава преобладают двупироксеновые с оливином разности, нередко афировые, обычно темно-серые до черных. Для автомагматических брекчий дациандезитов и дацитов характерно наличие пестроокрашенных обломков (до 80 %) размером до 10–20 см вулканитов различного состава. От покровных вулканитов субвулканические отличаются более крупными размерами вкрапленников, для которых характерны гломеропорфировые сростки, увеличением их количества, большей степенью раскристаллизации основной массы. Для кислых разностей обычны флюидалные текстуры, иногда сферолитовые и микропегматитовые структуры. В магнитном поле андезиты и андезибазальты обычно фиксируются положительными (до 1000 нТл) аномалиями, кислые разности – отрицательными (до –300 нТл). Описываемые породы – нормального ряда. Na_2O преобладает над K_2O . От покровных фаций субвулканические отличаются более высокими содержаниями Al_2O_3 . По соотношению $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ породы среднего состава являются мантийными (J-тип), кислого – коровыми (S-тип), реже анорогенными (A-тип). Петрохимическое и петрографическое сходство субвулканических и покровных образований свидетельствует об их комагматичности. Субвулканические породы прорывают вулканиты бурундинской толщи раннемелового возраста и прорваны раннемеловыми гранитоидами мынского комплекса. Радиологические датировки андезитов (K-Ar метод) составляют $93-112 \pm 2$ млн лет [112, 225], дацитов – 126 млн лет [225]. Возраст андезитов и андезибазальтов (Ar-Ar метод по плагиоклазам (три определения) от $105 \pm 6,5$ до $108,2 \pm 6,6$ млн лет [92]. На этом основании принят раннемеловой возраст бурундинского комплекса.

Поярковский вулканический комплекс

Поярковская свита (K_{pk}) впервые выделена южнее площади И. Ф. Горбачевым в 1965 г. Свита выполняет континентальные рифтогенные прогибы (рифты) раннемелового возраста (Ту-Тараконский и Михайловско-Романовский). В южной части площади наблюдаются редкие выходы свиты среди кайнозойских осадков Амура-Зейской группы впадин на левобережье р. Амур, в бассейнах рек Селемджа и Бысса. В основном свита описана по разрезам скважин. Она представлена андезитами, андезибазальтами, базальтами, их туфами и лавобрекчиями, песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами. В центральных частях рифтов наблюдаются преимущественно терригенные породы, а в прибортовых – вулканогенные. Нижняя часть разреза сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями конгломератов, гравелистов и пепловых туфов. В бортах наблюдается более грубообломочный состав – преобладают мелкогалечные конгломераты. Верхняя часть представлена преимущественно эффузивами среднего и основного составов и их туфами и лавобрекчиями. Общая мощность поярковской свиты – до 520 м. Андезиты и андезибазальты в основном роговообманковые, иногда пироксен-роговообманковые, темно- и сургучно-серого цвета. Андезиты принадлежат к калиево-натриевой серии нормальной щелочности. По химическому составу они аналогичны андезитам талданской свиты. Поярковская свита с размывом перекрыта турон-коньякскими тер-

ригенными отложениями завитинской свиты. По спорово-пыльцевым комплексам возраст отложений Михайловско-Романовского рифта определяется как готерив–баррем, Ту-Тараконского – баррем–апт. На этом основании принимается готерив–аптский возраст поярковской свиты.

Субвулканические андезиты (αK_1pk), андезибазальты, риолиты (λ) чаще всего встречаются в бассейне р. Селемджа. Вулканиды слагают лакколиты, силло-, штоко- и дайкообразные тела площадью до 30 км². Субвулканические андезиты аналогичны покровным андезитам свиты. Риолиты наблюдаются на правом берегу р. Селемджа в полосе (5 × 25 км) северо-восточного простирания. Для них характерна сферолитовая, иногда микрографическая структура основной массы. Субвулканические породы являются комагматами покровным вулканикам поярковской свиты и имеют аналогичный возраст.

Нагорненская свита (K_1ng) наблюдается в северо-западной части территории листа. Ранее данные отложения относились к ундытканской свите в бассейнах рек Сутам, Алгома и Гонам [61, 160, 252]. Нижняя часть свиты (до 350 м) сложена валунными конгломератами с прослоями гравелитов и песчаников, верхняя (до 200 м) – 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. Образование свиты прорваны субвулканическими породами сэгангринского комплекса раннего мела. Комплекс флоры, собранный из отложений свиты, по заключению В. А. Вахромеева 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 [42]. В настоящее время принят баррем–аптский возраст свиты [209].

Амагаласская свита (K_1am) образует ряд небольших разрозненных выходов в бассейнах рек Дялтула, Сивакан, Этмата. Стратотип описан в бассейне р. Сивакан (руч. Амагалас) [202]. Здесь свита состоит из валунно-галечных конгломератов с прослоями песчаников, алевролитов, гравелитов. Наблюдаются довольно резкие взаимопереходы между фаціальными разновидностями пород. В восточной части листа в бассейне р. Этмата и в истоках р. Бол. Чайдах преобладают полевошпат-кварцевые и кварцевые песчаники, иногда известковистые с маломощными прослоями алевролитов и углистых аргиллитов. Мощность свиты составляет 400 м. Пространственно выходы свиты совмещены с вулканиками бомнакской свиты. Ее отложения хорошо коррелируются с аналогичными континентальными молассами нагорненской и уганской свит раннемелового возраста. На этом основании и принят возраст свиты [244].

Уганская свита (K_1ug) распространена в бассейнах рек Зея, Уган и Ванга. Впервые выделена В. С. Федоровским в 1965 г. [111]. Свита сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, конглобрекциями. Ее отложения залегают в нижней части разреза Уганской и Вангинской вулканоструктур. Свита подразделяется на две части: грубообломочную нижнюю и флишеидную верхнюю. Нижняя часть мощ-

ностью более 500 м сложена валунно-галечными конгломератами, конглобрекциями, линзами и прослоями песчаников, гравелитов. Верхняя часть (400–800 м) представлена флишем песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями конгломератов (до 6 м), линзами и пластами (0,05–1,8 м) бурых углей. Общая мощность уганской свиты 1350 м. Осадки свиты перекрываются раннемеловыми вулканитами вангинской свиты. В стратотипе уганской свиты определены макро- и микрофлористические комплексы нижнего мела, для которых характерно преобладание флоры голосеменных с отпечатками и пылью *Elatides* sp. и *Asplenium* sp. [36, 246]. В настоящее время принят баррем-аптский возраст свиты.

Малотындинская серия (K_1mn) расположена на правом берегу нижнего течения р. Гилюй и в бассейне р. Зея (верховья рек Бол. Бекельдеуль, Окака и Телена). Впервые выделена в 2002 г. в Легенде ДВСЛ [209]. В ее состав включены большебекельдеульская свита и руденкинская толща [204], описанные при ГС-50 в 1995 г. Ю. Р. Волковой [152]. Отложения серии представлены преимущественно валунниками, валунно-галечными и галечными конгломератами с прослоями крупнозернистых песчаников. В нижней части разреза наблюдаются также прослои гравелитов и алевролитов. Для конгломератов, песчаников и гравелитов характерен зеленовато-серый цвет. Песчаники обычно косослоистые. Иногда количество цемента в конгломератах не превышает 10 %. Мощность серии 2500 м. В гальках конгломератов часто встречаются раннемеловые гранит-порфиры, вулканиты кислого и среднего составов. В отложениях серии в бассейне р. Зея найдены остатки ископаемой флоры *Ginkgo sibirica* Heer, *Podosamites lanceolatus* L. et H., *Pituophyllum nordenskioldia* (Heer) баррем-аптского возраста [152].

Сэгангринский вулканический комплекс

Сэгангринская свита (K_1sgr) развита в бассейнах рек Гонам и Сутам, а также в верховьях рек Джелиндакан, Брянта и Утугай. В бассейне р. Сутам ранее эти отложения относились к джелиндаканской свите или нижней подсвите карауловской свиты [61]. В Сутамской вулканоструктуре в основании свиты (200–250 м) отмечается переслаивание туфопесчаников, песчаников, гравелитов, углистых алевролитов. Выше по разрезу (200 м) они сменяются андезитами в переслое с туфами андезитов, дацитами, их туфами, туфоконгломератами и туфоалевролитами. Далее в разрезе преобладают дациты, реже встречаются андезиты с редкими линзами и прослоями их туфов (300–400 м). Верхняя часть свиты сложена риолитами и их туфами (до 300 м). В пределах Брянтинского вулканического поля мощность туфогенно-осадочного горизонта увеличивается до 350 м. Риолиты и их туфы встречаются здесь реже. Мощность их не превышает 100 м. Андезиты и дациты обычно пропилитизированы. Риолиты часто сферолитовые. Иногда в них наблюдаются миндалины, выполненные халцедоновидным кварцем. Мощность свиты составляет 1000 м. С вулканитами свиты пространственно совмещены золото-серебряные с молибденом проявления. Свита согласно налегает на нижнемеловую нагорненскую свиту. Апт-альбский возраст сэганг-

ринской свиты основан на находках в туфопесчаниках флоры: *Cladophlebis sangarensis* Vachr., *Parataxodium brevifolium* Vachr., *Ctenis stanovensis* Vachr., *C. lobata* Vachr. и др. [252].

Субвулканические трахириолиты ($\tau\lambda K_1 sgr$), трахиандезиты ($\tau\alpha$) пространственно приурочены к полям развития сэгангринской свиты. Они представлены дайками, лакколито- и лополитообразными телами. Трахириолиты слагают близизометричное тело площадью до 100 км² на водоразделе рек Сутам и Сэгангра. В эндоконтакте тела наблюдаются автомагматические брекчии трахириолитов (мощностью до 10–15 м) светло-, лиловато-серого, кирпично-красного и черного цвета. Вмещающие породы катаклазированы. Трахиандезиты обычно расположены среди отложений нагорненской свиты и слагают тела причудливой формы. Редкие жерловины, хорошо выраженные в рельефе и сложенные трахиандезитами, обычно высокомагнитны. По петрохимическим и петрографическим характеристикам субвулканические породы сопоставимы с покровными аналогами. Химический состав сэгангринских вулканитов отвечает нормальному, реже субщелочному ряду калиево-натриевой серии, с преобладанием K₂O над Na₂O.

Бомнакский вулканический комплекс

Вулканиты комплекса слагают разобщенные вулканоструктуры площадью до 150 км² в южной части Становой ВПЗ в пределах хр. Талгыкани.

Бомнакская свита ($K_1 bm$) сложена трахиандезитами, андезитами, трахиандезибазами, трахидацитами, трахириолитами, дацитами, комендитами, их туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоконгломератами, гравелитами, песчаниками. Повсеместно наблюдается двучленное строение свиты [244]. Нижняя часть разреза сложена лавами среднего и основного составов повышенной щелочности, а также их туфами. В основании отмечается базальный горизонт, представленный туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами и гравелитами. Данные породы, а также туфы различного состава слагают прослои и линзы среди эффузивов. Верхняя часть свиты представлена преимущественно риолитами и дацитами нормальной и повышенной щелочности и их туфами с редкими прослоями трахиандезитов и их туфов, комендитов. Мощность свиты 1000 м. Для кислых разностей иногда характерны флюидальная или сферолитовая текстуры. Андезиты и трахиандезиты обычно пропилитизированы. С ними пространственно связаны проявления золото-серебряного оруденения с молибденом. Возраст бомнакской свиты определяется тем, что она залегает на амгалиасской свите раннего мела и на позднеюрско-раннемеловых гранитоидах тындинско-бакаранского комплекса и прорвана ранне-позднемеловыми гранитами ираканского комплекса. Радиологические датировки (K-Ar метод) вулканитов свиты соответствуют 95–136 млн лет. Наиболее часто встречается возраст 110–122 млн лет [161, 202, 203, 216 и др.].

Субвулканические трахиандезиты ($\tau\alpha K_1 bm$), андезиты, трахиандезибазалы, андезибазалы, трахириолиты, риолиты (λ), дациты (ζ) слагают штоки, лакколиты и лополиты пло-

щадью не более 20 км², а также многочисленные дайки среди вулканитов бомнакской свиты, реже — среди пород фундамента. Максимальная протяженность даек составляет 5 км, при мощности до 500 м. По петрографическим и петрохимическим характеристикам субвулканические образования сопоставимы с эффузивами бомнакской свиты, которые они прорывают. Обычно во вмещающих породах отмечается катаклаз, эпидотизация мощностью первые метры. В эндоконтакте субвулканических тел наблюдается зона закалки мощностью 1–2 см [202, 203].

Вулканиты бомнакского комплекса принадлежат к субщелочному, реже нормальному ряду калиево-натриевой серии при калиевом типе щелочности для кислых и натриевом — для средних и основных разновидностей. По петрохимическим показателям они, как и вулканиты сэгангинского комплекса, полигенны. Базальтоиды, андезиты и часть дацитов отвечают составам мантийных производных, большинство дацитов — коровых (S-тип), риолитов — анорогенных (A-тип) [273]. Согласно радиологическим определениям (K-Ar метод), возраст субвулканических пород комплекса 100–135 млн лет, что соответствует возрасту вулканитов бомнакской свиты [138, 203].

Вангинская свита (K_{1vn}) впервые выделена в Вангинской вулканоструктуре в 1992 г. Н. Н. Петрук [246]. Ранее эти отложения относились к верхней подсвите уганской свиты или к толще андезитов. Она встречается в бассейнах рек Уган и Ванга и представлена туфами риолитов, трахириолитов, риодацитов, андезитов, трахиандезитов, андезибазальтов, дациандезитов, дацитов, туфопесчаниками, туфоконгломератами. Нижняя часть свиты (до 750 м) в Уганской вулканоструктуре сложена на 90–95 % агломератовыми туфами среднего состава, редко туфоконгломератами и туфопесчаниками, в Вангинской — преобладают туфопесчаники с редкими прослоями туфоконгломератов, гравелитов, туфов дациандезитов. Верхняя часть свиты (до 800 м) в бассейне р. Ванга представлена псаммито-псефитовыми, пепловыми туфами риолитов, риодацитов, дацитов, реже их лавами, туфоконгломератами, песчаниками, туфопесчаниками, туфоаргиллитами. В бассейне р. Уган преобладают вулканогенно-осадочные образования. Общая мощность свиты 1500 м. Субвулканические образования представлены редкими немасштабными дайками и некками трахиандезитов, трахиандезибазальтов, риолитов, трахириолитов, риодацитов. Туфы свиты интенсивно цеолитизированы. В них выявлено Вангинское месторождение цеолитов. Свита по времени формирования и петрохимическому составу сингенетична бомнакской свите. Отложения свиты согласно залегают на уганской свите. Возраст вангинской свиты также подтверждается апт-альбскими палинокомплексами.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнемеловые отложения представлены вулканитами галькинской свиты и континентальными отложениями завитинской, калининской и пальпагинской свит.

Галькинский вулканический комплекс

Комплекс включает эффузивы одноименной свиты, а также субвулканические образования основного, среднего и кислого состава, встречающиеся в пределах Умлекано-Орловского ареала Зейско-Амурской ВПЗ. Комплекс впервые выделен И. П. Вольской в 1978 г. [154] западнее площади листа.

Галькинская свита (K_2gl) распространена в бассейнах рек Улунга и Орловка. Она представлена андезитами, андезибазальтами, трахиандезибазальтами, трахибазальтами, их туфами и лавобрекчиями, риолитами, дацитами, риодацитами, их туфами. Вулканогенные образования свиты пространственно совмещены с выходами талданской свиты и слагают вулканические поля площадью до 100 км². Свита имеет контрастный состав: от базальтов до риолитов. В западной части ареала преобладают эффузивы преимущественно кислого состава: риолиты, риодациты, дациты, реже встречаются их туфы. Спорадически здесь отмечаются трахибазальты, андезибазальты, андезиты. Псевдофлюидальность кислых разностей пологоволнистая (5–20°) с падением на северо-восток. В нижней части потоков постоянно содержатся обломки андезитов талданской свиты [201]. На востоке ареала преобладают туфы и лавы андезитов, трахиандезибазальтов, трахибазальтов. Для пород характерен свежий облик, наличие миндалин и гнезд халцедона. Мощность свиты не превышает 100 м. Галькинская свита залегает на раннемеловой талданской свите. Западнее площади листа (лист N-51) в туфоалевролитах найдена сеноманская пресноводная фауна [63], что подтверждается радиологическими датировками (K-Ag метод) – 78–98 млн лет [175, 201].

Субвулканические трахиандезибазальты ($\alpha\beta K_2gl$), андезиты, риолиты, дациты, трахидациты слагают лакколиты, лополиты, штоки, некки и дайки, расположенные преимущественно среди вулканитов галькинской свиты. Преобладают трахиандезибазальты. На контакте с вмещающими породами отмечаются маломощные (первые сантиметры) зонки закалки. Возраст субвулканических образований принимается по аналогии с возрастом комагматичных им покровных фаций галькинской свиты. Химический состав пород галькинского комплекса отвечает серии базальт–риолит, имеющей резко выраженный прерывистый характер. По сравнению с раннемеловыми ВК они характеризуются существенно повышенной ролью калия в составе щелочей. По петрохимическим параметрам базальтоиды комплекса являются мантийными (J-тип), кислые разности – коровыми, причем значительная часть риолитов относится к анорогенному типу (A-тип).

Калининская свита (K_2kln) выделена в 1992 г. Н. Н. Петрук [246]. Свита расположена в междуречье Ульдегит–Ванга в пределах Вангинского ареала Становой ВПЗ. Она представлена конгломератами, песчаниками, алевролитами. В основании разреза (по данным бурения) установлена пачка (мощность 85 м) конгломератов, переслаивающихся с песчаниками. Валунно-галечные, галечные и гравийные конгломераты составляют 80 % отложений свиты. Полимиктовые песчаники и алевролиты образуют прослои и линзы. Свита характеризуется фациальной изменчивостью по простиранию. Мощность ее 1230 м. Осадки свиты зале-

гают на апт-альбских вулканогенно-терригенных отложениях вангинской свиты. Спорово-пыльцевой спектр из пород калининской свиты является позднемеловым.

Завитинская свита (K_2zv) сложена глинами, песками, песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами, бурыми углями. Осадки свиты не выходят на дневную поверхность, залегая под кайнозойскими отложениями Амуро-Зейской группы впадин. Здесь свита вскрыта скважинами на глубинах 33–168 м. В Пиканской впадине глубина залегания свиты колеблется от 197 до 510 м [152]. В Ушумунской впадине в средней части разреза отмечаются пласты бурых углей мощностью от 0,8 до 49,2 м. Глины комковатые, иногда тонкослоистые, гидрослюдистые и каолининовые. Песчаники обычно массивные. Иногда в них наблюдается косая или перекрестная слоистость. Мощность свиты до 200 м. Осадки ее залегают с размывом на образованиях поярковской свиты раннего мела и перекрываются отложениями цагаянской свиты со стратиграфическим несогласием. Свита охарактеризована богатым спорово-пыльцевым комплексом турон-коньякского возраста.

Пальпагинская свита (K_2pl) выделена в пределах Верхнезейской впадины в бассейне р. Пальпага в 1977 г. В. А. Барвенко по данным бурения [134]. Небольшой выход свиты наблюдается в урезах Зейского водохранилища возле пос. Береговой. Свита представлена слабосцементированными кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами, конгломератами, углистыми глинами, галечниками, бурыми углями. Отложения относятся к комплексу пойменно-русловых фаций. Галечники нередко содержат валуны. Алевролиты слоистые, слюдистые, иногда каолинсодержащие. В глинах отмечается растительный детрит. Она перекрыта осадками тымнинской серии олигоцен-миоценового возраста. Нижняя граница не установлена. Вскрытая мощность свиты 470 м. Спорово-пыльцевой комплекс из осадков свиты сопоставляется с маастрихтским комплексом отложений цагаянской свиты, что позволяет датировать ее возраст маастрихтом.

МЕЛОВАЯ И ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

ВЕРХНИЙ МЕЛ–ПАЛЕОЦЕН

Цагаянская свита (K_2-P_{1cg}) устанавливается только в скважинах в пределах Среднезейской (Пиканской впадины) и Амуро-Зейской группы впадин (Ушумунская и Селемджинская). Впервые выделена одновременно с кивдинской свитой в 1932 г. А. Н. Криштовичем. Глубина подошвы свиты в Ушумунской впадине колеблется в пределах 40–200 м, в Пиканской – 107–130 м, в Селемджинской – 160 м. Свита сложена глинами и алевролитами, часто уплотненными, песками, часто с дресвой и гальками. Породы бурые, серые, зеленовато-серые. Глины и алевролиты часто запесчаненные, каолинит-гидрослюдистые, в Пиканской впадине – монтмориллонит-каолининовые. Пески разнотермические полимиктовые. Отложения характеризуются крайней изменчивостью литологического состава и мощности. Мощность свиты колеблется от 15 до 200 м (Пиканская впадина). Свита со стратиграфическим несогласием залега-

ет на позднемеловой завитинской свите и поярковской свите раннего мела. Возраст цагаянской свиты основан на присутствии в ее разрезе спорово-пыльцевых комплексов нижней и верхней части маастрихтского яруса верхнего мела и датского яруса палеоцена [16, 152, 216].

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Озерно-аллювиальные отложения распространены в Амуро-Зейской группе впадин.

ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЦЕН

Кивдинская свита (P_1kv) участвует в разрезе Ушумунской и Ушмынской впадин Амуро-Зейской группы. Единичный выход на поверхность наблюдается в долине р. Гарь. Свита сложена глинами, алевритами, песками, бурыми углями (мощность слоев углей 3,2–11,8 м). В нижней части разреза залегают пески разнотернистые, грубозернистые, с гальками и щебнем, в верхней — алевриты, глины каолинит-гидрослюдистые с сидеритом, пласты бурых углей. Мощность пластов бурых углей колеблется от 3,2 до 11,8 м. Кивдинская свита наиболее развита в Ушмынской впадине, где вскрывается скважинами на глубинах 29–180 м с максимальной мощностью аллювиальных фаций до 70 м. В южной части впадины преобладают глины и алевриты с максимальной мощностью 43 м. Свита согласно залегает на цагаянской свите. Возраст свиты определяется палинокомплексами палеоцена (кроме дания).

ЭОЦЕН

Райчихинская свита (P_2rc) выделена А. М. Камаевой в 1973 г. на Райчихинском буроугольном месторождении. Отложения свиты установлены в разрезе Ушумунской впадины на глубинах от 4 м (устье р. Тыгда) до 140–142 м. Преимущественно аллювиальные отложения свиты представлены песками, глинами и алевритами. Нижняя часть разреза сложена песками с прослоями и линзами глин и уплотненных алевритов, верхняя — глинами и алевритами. В глинах развиты сидерит и марказит. Иногда присутствуют плохосортированные разнотернистые пески с обломками лигнита. Мощность свиты достигает 50 м. Отложения свиты залегают согласно на кивдинской свите. Возраст ее определяется эоценовым палинокомплексом [188].

ПАЛЕОГЕНОВАЯ И НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

ОЛИГОЦЕН И МИОЦЕН ОБЪЕДИНЕННЫЕ

Олигоцен-миоценовые отложения Верхнезейской впадины объединены в тымнинскую серию, а Амуро-Зейской группы впадин — в амуро-зейскую [209].

Тымнинская серия (P_3-N_1m) (темнинская и дутканская свиты и толща песков объединенные) распространена в береговых обнажениях Зейского водохранилища, а также в бассейнах рек Уркан и Игак, верховьях рек Арги, Уда и Деп, междуречье Зeya—Ток. Разрез представлен глинами, алевритами, песками каолинсодержащими, гравийниками, бурыми углями, лигнитами. Нижняя часть серии (дутканская свита и толща песков) [135] сложена аллювиально-озерными глинами, в том числе углистыми, и алевритами с прослоями песков, галечников и пластами бурых углей. Пески, алевриты, глины и угли ритмично чередуются (мощность слоев — первые метры). Выше по разрезу преобладают галечники с валунами и гравийные пески. Мощность осадков колеблется от 44 м (междуречье Арги—Уда) до 360 м (бассейн р. Дуткан). Для песков характерны несортированность по гранулометрическому составу, присутствие каолинита, серый и светло-серый цвет, косая слоистость. В них наблюдаются гальки кварца, гранитоидов и метаморфитов докембрия, часто выветрелые. Глины плотные, каолинитовые или каолинит-гидрослюдистые, часто углистые. Бурые угли относятся к классу гелитолитов. Наибольшая угленосность (мощность пластов углей 0,2—3,2 м) характерна для бассейна р. Дуткан. К востоку угленосность серии уменьшается, но мощность пластов углей достигает 5,4 м.

Верхняя часть серии (темнинская свита) представлена [135] каолинсодержащими песками, гравийниками и галечниками с прослоями алевритов и лигнитов. Лигниты мощностью не более 0,5 м содержат многочисленные обломки бурых углей и древесины. Мощность серии уменьшается с юга на север Верхнезейской впадины, колеблясь от 50 до 600 м. К нижним горизонтам тымнинской серии приурочены глубокозалегающие россыпи золота (Ясная Поляна). Возраст серии определяется палинокомплексами [133—135] олигоцена, нижнего, среднего и верхнего миоцена.

Амуро-зейская серия (P_3-N_1az) (сазанковская, бузулинская, мухинская свиты объединенные) обнажается в урезах водотоков, дренирующих осадки Амуро-Зейской группы впадин. Нижняя часть разреза (мухинская свита) серии распространена в краевых частях Ушумунской впадины (бассейн среднего течения р. Тыгда). На остальной территории вскрыта скважинами. Она сложена глинами, реже — песками, алевритами с линзами и пластами бурых углей мощностью до 2 м. Пески кварцполевошпатовые разномзернистые, преимущественно мелкозернистые, серые, иногда косослоистые, с галькой, гравием и растительным детритом. Глины каолинитовые с примесью монтмориллонита и карбоната, иногда углистые. Мощность нижней части серии в Пиканской впадине — 78—118 м, в Ушумунской — 8—110 м. Свита содержит палинокомплексы олигоцена [152, 262 и др.].

Средняя часть серии (бузулинская свита) известна в Ушумунской, Пиканской и Селемджинской впадинах. Она выходит на поверхность в бассейнах рек Сиваки и Тыгда и представлена аллювиально-озерными, болотно-озерными разномзернистыми песками зеленовато-серыми, алевритами и глинами, с примесью гравия и гальки. На севере Ушумунской впадины в верхней пойменно-озерной части расположены пласты бурых углей мощностью от 1 до 8 м и лигнитов (Тыгдинское бурогольное мес-

торожение) [238]. Глины белые или светло-серые, каолинитовые с примесью монтмориллонита и гидрослюд. Глинистый заполнитель песков тоже каолинитовый. Мощность средней части серии составляет в Ушумунской впадине — 10–70 м, в Селемджинской — 5–45 м. Свита содержит палинокомплексы первой половины миоцена.

Верхняя часть серии (сазанковская свита) распространена повсеместно по долинам рек и сложена белыми, светло-серыми каолинсодержащими песками разномзернистыми, от мелко- до крупнозернистых, часто косослоистыми с гальками и гравием кварца, халцедона и яшмоидов, с прослоями и линзами галечников, гравелитов, глин, иногда каолиновых, алевроитов, лигнитов. По мнению К. П. Караванова [188], данные осадки сформированы при аллювиальном перемыве каолинитовых кор выветривания. В бассейне р. Тыгда и в Ушмынской впадине преобладают озерные глины и алевроиты. Мощность верхней части серии 10–95 м. Общая мощность амуро-зейской серии достигает 300 м. В нижних горизонтах серии расположена Пиканская глубокозалегающая россыпь золота. Серия с размывом залегает на райчихинской свите в Ушумунской впадине. Нижняя часть серии содержит палинокомплексы олигоцена, средняя и верхняя — раннего, среднего и позднего миоцена [16, 262]. Возрастным аналогом амуро-зейской серии в пределах Верхнезейской впадины является тымнинская серия.

НЕОГЕНОВАЯ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ

ПЛИОЦЕН–ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Аргинская свита (N_2 –Ear) впервые выделена в бассейне р. Арги в 1960 г. И. И. Сей [244]. Она слагает обширные приводораздельные пространства и высокие террасы в Верхнезейской впадине. Свита сложена разномзернистыми песками бурыми, желтовато-серыми горизонтально-, косослоистыми, с прослоями и линзами галечников, валунников, алевроитов и глин. Пески полевошпат-кварцевые. Содержание SiO_2 в них составляет 72,28–79,69 %. Глины гидрослюдистые или монтмориллонит-каолинитовые с примесью сидерита, органического вещества. Гальки разной степени окатанности представлены кварцем, гранитами, риолитами и гнейсами. Отложения пойменной фации представлены алевроитистыми слюдястыми песками с тонкой горизонтальной, горизонтально-волнистой и диагональной слоистостью, обусловленной переслаиванием песков и алевроитов мощностью 3–4 см. Характерна ложная слоистость в виде чередования слоев различного цвета мощностью 0,5–2 см. В песках и галечниках отмечается ожелезнение. Лимонит иногда так цементирует пески и галечники, что они превращаются в песчаники и конгломераты. Абсолютные отметки подошвы свиты закономерно понижаются с юга на север с 425 до 380 м. Мощность осадков колеблется от 3 до 340 м, резко увеличиваясь на юг, к предгорьям хребтов Джагды и Соктахан [3, 4]. Аргинская свита с размывом залегает на тымнинской серии. Возраст свиты определен по данным спорово-пыльцевого анализа, спектры которого характеризуются преобладанием группы древесных (бере-

зы, ольховник). Умеренно теплолюбивая растительность составляет 1–6 %. Спорадически присутствуют реликты растений, характерные для плиоцена. В. А. Заречная считает возраст осадконакопления четвертичным теплым подотделом, но, учитывая положение этих отложений относительно рельефа, а также согласно решениям рабочего совещания VI ДВ МРСС [105], их возраст считается плиоцен-эоплейстоценовым.

Белогорская свита (N_2-Ebl), слагающая впадины Амуро-Зейской группы, занимает обширные пространства в Амуро-Зейском и Зей-Селемджинском междуречьях. Выделена в 1960 г. Ю. Ф. Чемяковым [204]. В Ушумунской и Пиканской впадинах, где преобладают аллювиальные фации, свита по составу сходна с аргинской. В восточных впадинах (Ушмынской, Селемджинской и Норской) преобладают озерно-аллювиальные глинистые пески, супеси, суглинки, глины, лигниты. Абсолютные отметки подошвы свиты закономерно уменьшаются от предгорий хр. Джагды к руслу р. Амур. Для нижней части свиты характерен грубозернистый состав. Она сложена аллювиальными плохо отсортированными песчано-галечниковыми отложениями. Алевроиты, глины, лигниты имеют подчиненное значение. Для отложений характерно ожелезнение, что выразилось в желто-бурой окраске пород. Верхние части свиты, слагающие наиболее высокие части пологих водоразделов, отличаются более тонким песчано-глинистым составом и отсутствием ожелезнения. Преобладают здесь аллювиальные, озерные и озерно-аллювиальные отложения. Мощность свиты непостоянная, колеблется от 5–10 м в краевых частях впадин до 30–100 м в их центре. Белогорская свита, как и аргинская, относится к континентальной галечно-песчаной формации. Она с размывом залегает на различных частях разреза амуро-зейской серии олигоцен-миоценового возраста. Плиоцен-эоплейстоценовый возраст свиты установлен по многочисленным спорово-пыльцевым комплексам, для которых характерно повышенное присутствие хвойных, содержащих *Tsuga* spp. в количестве до 5 %, незначительное число зерен *Taksodiaceae* и реликтовых *Podocarpus*. Среди них встречаются единичные зерна представителей субтропиков. По мнению Ю. Р. Волковой (соавтор записки), озерные и аллювиальные отложения верхней части свиты имеют ранне-среднеэоплейстоценовый возраст, так как в них имеются спорадические находки спор и пыльцы раннего и среднего неоплейстоцена.

ПЛИОЦЕН–НИЖНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Окононский вулканический комплекс базанитовый

Название комплекса дано в 1998 г. В. А. Гурьяновым [164]. Он объединяет щелочные оливиновые базальтоиды окононской свиты и субвулканические некки и интрузии трещинного типа, развитые в пределах Токинского Становика в бассейнах верхнего течения рек Бол. и Мал. Оконон, Авгенкур, Ток и Утук [74, 84].

Окононская свита (N_2-Q_{1ok}) сложена базанитами, гавайитами, лимбургитами, мелонефелинитами, нефелинитами, песчаниками, конгломератами. Поля вулканитов занимают преимущественно понижен-

ные формы рельефа, иногда их фрагменты расположены на плоских водоразделах. Лавовые поля отдельных центров извержений, слившись, образовали платообразную слегка всхолмленную поверхность площадью около 200 км², над которой возвышаются жерла вулканов центрального типа (0,8–5 км в поперечнике) конусовидной формы. Всего установлен 21 вулканический аппарат высотой от 80 до 380 м, которые трассируют зоны разрывных нарушений широтного и северо-восточного простираения.

В составе свиты выделяются четыре покрова мощностью от 20 до 50 м, нижняя часть которых сложена плотными массивными базальтоидами. В основании покровов отмечаются горизонты лавобрежий мощностью 1,5–2,0 м с обломками нижележащих пород. В кровле – горизонт «канатных» лав и лавобрекчий аналогичной мощности. По мере приближения к кровле покровов увеличивается степень пористости базальтоидов (до образования базальтоидных шлаков). Уменьшается раскристаллизация пород: от хорошо раскристаллизованных в подошве покрова до стекловатых – в верхней части. Среди базальтоидов наблюдаются маломощные прослои и линзы песчаников, конгломератов и глин. В базальтоидах содержатся нодулы лерцолитов с крупными ксенокристаллами хризолита (Токское месторождение хризолитов). По химизму и минералогическому составу базальтоиды удовлетворительно сопоставляются с таковыми хр. Удокан Витимского плоскогорья [84].

Субвулканические базаниты, нефелиниты, меланонефелиниты ($\text{oN}_2\text{--Q}_1\text{ok}$). Субвулканические образования в пределах Оконского ареала весьма редки. К ним отнесены породы экструзивной фации и редкие дайки. Последние из-за малых размеров не получили отображения на карте. Экструзивная фация представлена изометричными телами, состав которых полностью соответствует составу вулканитов покровной фации. Они образуют вулканические постройки центрального типа, от которых отходят короткие «языки» покровных базальтоидов. Оконский комплекс относится к щелочной оливин-базальтовой формации континентов. По поводу возраста базальтоидов существует несколько точек зрения. Большинство авторов считают его плиоцен-раннеплейстоценовым. Вместе с тем, спорово-пыльцевой комплекс из внутриформационных рыхлых отложений датируется средним–поздним неоплейстоценом [164]. По результатам радиологических определений возраст вулканической деятельности составляет: К-Аг метод по валу (пять определений) – от $1,1 \pm 0,58$ до $3,8 \pm 0,7$ млн лет [173]; Аг-Аг метод (семь определений) – от $0,40 \pm 0,16$ до $1,56 \pm 0,12$ млн лет. Возраст комплекса на этом основании [91] принимается плиоцен-раннеплейстоценовый.

Быссинский вулканический комплекс

Субвулканические трахибазальты нефелиновые ($\text{т}\beta\text{N}_2\text{--Q}_1\text{bs}$). Одно экзотическое неккеобразное тело трахибазальтов (60–80 м в поперечнике) установлено в бассейне р. Ига (левый приток р. Бысса) на 702-м км трассы БАМ [183]. Вмещающими породами являются тырмобуреинские гранитоиды. По данным наземной магнитной съемки, некке соответствует положительная аномалия интенсивностью 6200 гамм. Это

темно-серые массивные и пористые породы, состоящие из (%): нефелина — 10–15, титаномагнетита — 10–15, оливина — 20–25. Основная масса стекловатая, а в раскристаллизованных разностях — пойкилитовая. Вкрапленники представлены оливином и титан-авгитом. В эндоконтакте тела встречаются ксенолиты гранитоидов. В трахибазальтах наблюдаются нодулы лерцолитов с ксенокристаллами хризолита. С базальтами связана мелкая делювиальная россыпь хризолита. Содержание щелочей в породе составляет 6,44–6,96 %, со значительным преобладанием натриевой группы; содержание кремнезема — 45,09–47,11 %. По составу, содержанию нодулей лерцолитов базальты сопоставимы с базальтоидами оконского комплекса. На основании этого принимается плиоцен-неоплейстоценовый возраст.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения различных генетических типов развиты повсеместно. Их распространение, состав и мощность контролируются в значительной мере современным рельефом и отражают литолого-структурные особенности территории. Мощности отложений изменчивы и зависят от размеров водоемов, аккумулирующих осадки. Обоснование их возраста по геоморфологическим признакам (например, по высоте и порядковому номеру речных террас) зачастую затруднено неотектоническими подвижками, в особенности в горных районах. Основой датирования четвертичных отложений явился синтез морфологических особенностей поверхностей, слагаемых ими, и данных палинологического анализа. Правильное понимание палеогеографических условий формирования часто осложняется присутствием большого количества пыльцы и спор, переотложенных из более древних, в том числе дочетвертичных, отложений.

Среднее звено

Аллювиальные отложения (aQ_{II}) слагают на всех крупных реках террасы высотой 10–20 м, реже 40–60 м (реки Амур и Селемджа). Они сложены галечниками, валунниками, гравийниками, песками, суглинками и глинами и имеют, как правило, двучленное деление. Нижняя часть представлена грубообломочными русловыми отложениями, верхняя — более тонкозернистыми пойменными. В пределах Амуро-Зейской группы впадин террасы сложены в основном песчаным материалом, нередко белесой окраски, переотложенным из кайнозойских рыхлых толщ. Террасы преимущественно аккумулятивные, на р. Амур и в горных районах — цокольные. Абсолютные высоты подошвы террас — 240–280 м, для цокольных террас верхнего течения р. Арги — 400 м. Мощность среднеплейстоценовых осадков до 18 м (р. Селемджа). Со среднечетвертичным аллювием связаны месторождения песков, кирпичных глин и песчано-гравийных смесей. Аллювий содержит спорово-пыльцевые комплексы тундры, лесотундры и темнохвойной тайги конца среднего нео-

плейстоцена, что подтверждается радиотермолюминесцентными (РТЛ) датировками: р. Селемджа — 0,147 млн лет [105]. Террасы рек Арги, Зея и др. обычно содержат палинокомплексы как нижней, так и верхней половины среднего неоплейстоцена. В бассейнах рек Зея и Селемджа в данных отложениях известны находки *Elephas primigenius* раннего типа, что подтверждает их среднечетвертичный возраст.

Ледниковые отложения (gQ_{II}) тазовского оледенения отмечаются повсеместно севернее широты $55^{\circ} 20'$. Наиболее широкие поля морены слагают в Токинской впадине в бассейне р. Десс. Они залегают на склонах водоразделов с абсолютными высотами до 1000 м. Их поверхность размыта и сnivelирована процессами солифлюкции, где они представлены валунниками с супесчаным и суглинистым заполнителем, песками, супесями с глыбами, валунами и щебнем. Мощность ледниковых отложений до 60 м. Тазовские морены на некоторых участках перекрываются сартанскими (верхненеоплейстоценовыми) моренами. На сопредельной с востока площади (лист N-53) возраст аналогичных морен по палинологическим данным определяется как средненеоплейстоценовый [21].

Среднее—верхнее звенья

Аллювиальные отложения (aQ_{II-III}) среднего и верхнего неоплейстоцена слагают надпойменные террасы в бассейнах рек Арги, Альдикон, Ига и др., которые возможно отобразить на геологической карте только объединенными. Они представлены галечниками, валунниками, гравийниками, песками, суглинками и глинами. Мощность осадков до 45 м. На р. Арги нижняя часть разреза представлена гравийно-галечными отложениями с крупнозернистым песчаным полимиктовым заполнителем, верхняя — алевритами с пластами глин и песков. Возраст осадков определяется как их геоморфологическим положением, так и палинокомплексами. Для нижней части разреза характерны условия сухого умеренно холодного климата (похолодание в пределах средненеоплейстоценового оптимума) с темнохвойной (ель, сосна), реже широколиственной растительностью (вяз, дуб, липа). В верхней части разреза, отвечающей умеренно теплomu этапу позднего неоплейстоцена, характерно преобладание елей и берез.

Верхнее звено

Аллювиальные отложения (aQ_{III}) слагают аккумулятивные, а в горных районах эрозионно-аккумулятивные террасы высотой до 35 м и высокие поймы крупных рек (Амур, Арги, Селемджа и др.), а также террасоувалы вдоль р. Амур, в бассейнах рек Селемджа и Орловка. Террасы и высокие поймы имеют двучленное строение. В нижней части преобладают галечники, валунники и гравийники с песчаным заполнителем, в верхней — пойменные галечные пески, суглинки, алевриты и глины, иногда с прослоями погребенных торфов. Террасоувалы сложе-

ны песками, глинами и алевроитами с гальками и щебнем. Окатанность галек верхнелепестового аллювия зависит от размера водотока. На небольших реках она отсутствует. Мощность отложений достигает 18 м. Аллювий содержит спорово-пыльцевые комплексы четырех позднелепестовых термохрон. Теплые периоды (Q_{III}^1 и Q_{III}^3) характеризуются широколиственно-ольхово-березовой растительностью с расширенным видовым набором диатомовых водорослей. Для нижнего теплого палинокомплекса характерно присутствие *Picea* sect. *Omorica*, *P.* sect. *Eupicea*, *Pinus* sect. *Strobus*, *P.* sect. *Cembrae*. Холодные периоды отмечены ольхово- и темнохвойно-березовыми лесами, с широким развитием марей. Обычны диатомеи арктических, арктобореальных и северо-альпийских форм. В осадках найдены остатки фауны млекопитающих — *Bison priscus* Воj, *Mammuthus primigenius* Blum [20]. Это подтверждается и РТЛ-определениями возраста надпойменных террас р. Селемджа: 0,032–0,034 и $0,046 \pm 0,08$ млн лет [105].

Ледниковые отложения (gQ_{III}) сартанского оледенения в Токинской впадине представлены конечными, редко донными моренами, которые сложены валунно-глыбовым материалом, грубозернистыми несортированными песками, глинами, суглинками с щебнем и дресвой. Мощность осадков до 20 м. Возраст моренных отложений по спорово-пыльцевым комплексам соответствует концу позднего неоплейстоцена.

Флювиогляциальные отложения (fQ_{III}), выраженные в масштабе карты, известны в бассейне р. Утук. Они слагают аккумулятивные террасы в долинах рек, подвергшихся оледенению. Отложения представлены плохосортированными песками с валунами, глыбами, гальками, валунно-галечными и песчано-суглинистыми слоями. Мощность осадков до 20 м. Возраст их определяется по спорово-пыльцевым комплексам. Наиболее вероятное время формирования флювиогляциальных отложений — каргинское межледниковье верхнего неоплейстоцена.

Верхний неоплейстоцен—голоцен

Аллювиальные отложения (aQ_{III-n}) объединяют образования пойм и первых надпойменных террас крупных рек. Они представлены галечниками, валунниками, песками, глинами, суглинками и торфом. Мощность до 20 м. Возраст обосновывается спорово-пыльцевыми комплексами.

Делювиально-пролювиальные отложения (dpQ_{III-n}) образуют предгорные шлейфы вдоль южных склонов хребтов Тукурингра и Соктахан и вдоль северных склонов хр. Джагды. Они сложены щебнями и глыбами с песчано-глинистым заполнителем, примесью слабоокатанных галек. В шлейфах вдоль хребтов Соктахан и Тукурингра преобладают делювиальные образования, вдоль хр. Джагды — пролювиальные. Здесь преобладают гравийно-галечные отложения, присутствуют погребенные торфа. Делювиально-пролювиальные шлейфы слагают пологонаклонные площадки, примыкающие к горным склонам на уровне 350–500 м. Иногда они языками заходят в речные долины (бассейны рек Нел, Муякчан и Аньянджа). Их мощность достигает 15 м. Возраст отложений устанавли-

вается по их геоморфологическому положению. Они перекрывают аллювиальные отложения верхнего неоплейстоцена, прорезаны современными водотоками. Формирование делювиально-пролювиальных отложений продолжается и в настоящее время. Они содержат споры и пыльцу верхнего неоплейстоцена и голоцена.

Голоцен

Аллювиальные отложения (aQ_H) распространены в долинах большинства водотоков. Они слагают русла, высокую и низкую поймы рек. Отложения представлены галечниками, валунниками, гравийниками, песками, суглинками, супесями, глинами, реже торфами. Обычно четко выделяются грубообломочные русловые фации и более тонкообломочные — пойменные. Мощность современного аллювия достигает 30 м. Возраст его определяется присутствием спор и пыльцы современной растительности.

МАГМАТИЗМ

Интрузивные образования распространены на площади очень широко, охватывая интервал от раннего архея до позднего мела. Существенную роль в металлогеническом плане играют малые интрузии мелового возраста, связанные с формированием вулкано-плутонических зон.

РАННИЙ АРХЕЙ

Раннеархейские магматиты широко распространены в пределах Алдано-Станового щита.

Хорогочинский комплекс (vAR_1^1h) — габбро, нориты, перидотиты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты ($v\sigma$), метаморфизованные. Комплекс развит в пределах Дамбукинского, Мульмугинского и Купуринского блоков Становой СБ в бассейнах рек Брянта, Утугай, Мульмуга и Ток. Выделен в 1998 г. Н. Н. Петрук [244]. Магматиты образуют небольшие, согласные линзовидные, пластообразные, нередко будинированные тела, дислоцированные и метаморфизованные совместно с вмещающими образованиями раннего архея. Площадь тел — от первых до первых десятков квадратных километров. Также встречаются тела протяженностью первые сотни метров, мощностью первые десятки метров. Контакты с вмещающими породами четкие, иногда отмечаются постепенные переходы. Порода средне-, крупнозернистые, темно-зеленые до черных. Габброиды развиты наиболее широко и слагают крупные массивы, реже согласные, иногда секущие тела. Комплекс перспективен на обнаружение промышленных концентраций апатитовых и титаномагнетитовых руд. Раннеархейский возраст хорогочинского комплекса принимается на основании того, что магматиты пространственно тяготеют к метаморфическим образованиям раннего архея, вместе с которыми они испытали одновременные и одноплановые пластические деформации. В них отмечаются изофациальные метаморфизм, ультраметаморфизм и диафторез.

Майско-джанинский комплекс (vAR_1^1md) — габбро, габбронориты, нориты, пироксениты, вебстериты, габброанортозиты метаморфизованные. Выделен Н. В. Мошкиным в 1958 г. [79]. На площади листа комплекс распространен в Чогарском блоке Становой СБ в бассейне р. Удыхын. Он представлен преимущественно габброидами, которые залегают в раннеархейской чогарской серии и совместно с ними дислоцированы и метаморфизованы. Они слагают согласные линзовидные тела протяженностью до первых километров, мощностью от первых метров до 2 км. Контакты с вмещающими породами четкие, реже

отмечаются постепенные переходы через амфиболиты, горнблендиты, гранатовые амфиболиты. Породы интенсивно диафторированы. Габброиды представляют собой темно-серые, темно-зеленые до черных, средне- и крупнозернистые, гнейсовидные и массивные породы. Они состоят (%) из плагиоклаза № 55–60 (40–55), ромбического (10–35) и моноклинного (10–15), пироксенов, бурой роговой обманки (3–15). Иногда встречается биотит. Магматиты комплекса относятся к натриевой и калиево-натриевой сериям нормального ряда. Они характеризуются пониженной глиноземистостью и щелочностью, Na_2O преобладает над K_2O . Комплекс принадлежит к гипербазит-габбровой формации. Металлогеническая специализация майско-джанинского комплекса пока не ясна. Отмечается приуроченность к габброидам титаномagnetитовой минерализации, к пироксенитам – акцессорной хромитовой. Возраст на сопредельной с востока площади, определенный по свинец-свинцовым изотопным отношениям – 3,9–4,1 млрд лет, а по уран-свинцовым – 3,75–3,8 млрд лет [46].

Кергелийский комплекс (vAR_1^1kg) – габбро, габбронориты, перидотиты, метаморфизованные. Выделен в 1986 г. Е. П. Мироным. Образования комплекса наблюдаются в бассейне р. Сутам, где слагают ряд мелких, часто безкорневых тел, находящихся среди нижнеархейских супракrustальных образований, а также ксенолиты в гранитоидах тындынско-бакаранского комплекса поздней юры–раннего мела. Тела вытянуты согласно простирацию вмещающих метаморфических толщ. Преобладают обычно пироксеновые, пироксен-роговообманковые и роговообманковые габбро и габбронориты. Реже встречаются оливновые габбро и ультрамафиты. Породы комплекса совместно с вмещающими их кристаллосланцами и гнейсами диафторированы и мигматизированы древнестановыми гранитоидами. В результате метаморфизма они обычно превращены в ортоамфиболиты. Комплекс перспективен для выявления титаномagnetитового оруденения. Возраст комплекса определяется на том основании, что его породы пространственно приурочены к раннеалданским стратифицируемым образованиям, совместно с ними претерпели изофациальный метаморфизм и складчатость и прорваны раннеархейскими древнестановыми гранитоидами.

Дамбукино-ларбинский комплекс (enAR_1^1dl) – эндербиты, чарнокиты, гнейсоплагиограниты, гнейсогранодиориты, кварцевые гнейсодиориты. Породы комплекса распространены в пределах Становой СБ (Дамбукинский, Мульмугинский и Купуринский блоки), слагая мигматит-плутоны площадью 10–20 км², мелкие (0,3–0,5 км²) со складчатые тела, а также лейконому инъекционных мигматитов в основных кристаллосланцах раннего архея. Наиболее изучен Джигдинский массив площадью около 20 км², расположенный в бассейнах рек Бол. Могот, Гальчима, Джигда, Белая. Массив имеет в плане изометричную форму. Между эндербитами и стратифицируемыми образованиями характерны послойно-инъекционные контакты с постепенным переходом через зону мигматитов. Эндоконтактные части тела сложены биотит-роговообманковыми гнейсоплагиогранитами, а центральные – эндербитами и чарнокитами, которые без какой-либо закономерности сменяют друг друга [14, 55]. Базиты и ультрабазиты контактируют с эндербитои-

дами через зоны агматитов шириной от нескольких метров до нескольких десятков метров. От центра к периферии интрузии массивные и грубополосчатые текстуры постепенно сменяются линейно- и тонкополосчатыми.

Первичный состав пород в большинстве своем изменен процессами кремнево-калиевого метасоматоза. Слабо метаморфизованные породы имеют бурый цвет за счет присутствия медово-желтого плагиоклаза, массивную или линзовидно-полосчатую текстуру, содержат (%): 60–70 плагиоклаза, 20–25 кварца, 3–5 калиевого полевого шпата, 3–15 темноцветных минералов (пироксенов и амфибола), иногда присутствует биотит. По химическому составу породы комплекса соответствуют тоналитам, плагиогранитам и низкощелочным гранитам, принадлежат к натриевой серии и являются высокоглиноземистыми, с высоким содержанием окиси магния (более 2–3 %). Интенсивно измененные разновидности превращены в апоэндербиты, апофарсундиты. Они представляют собой светло-серые средне- и мелкозернистые породы с характерной ноздреватой поверхностью, пятнистой, пятнисто-полосчатой текстурой. Вследствие привноса–выноса элементов в процессе метасоматоза химический состав пород варьирует в широких пределах: от гранитов до кварцевых монцититов с преобладанием гранодиоритов. Раннеархейский возраст пород принят на основании того, что они мигматизируют кристаллические сланцы раннего архея, изофациально диафторированы вместе с ними в возрастном интервале 2823–2723 млн лет [244]. Радиологические датировки составляют от 3450 ± 50 до 3460 ± 16 млн лет (Sm-Nd метод) и от 3400 ± 120 до 3570 ± 60 млн лет (U-Pb метод по цирконам) [209].

Древнеалданский комплекс (enAR₁¹da) – эндербиты, чарнокиты, гнейсо-чарнокиты, граниты, гнейсоплагиограниты. Породы комплекса распространены на севере территории в пределах Тангракского и Сутамского блоков Становой СБ. Они насыщают разрезы метаморфических толщ маломощными послойными телами. Участки, где гранитоиды занимают не менее 50 % объема, на геологической карте показаны в качестве массивов. Площадь выходов пород – от первых квадратных метров до первых десятков и сотен квадратных километров. Гранитоиды залегают согласно с вмещающими породами. Содержат ксенолиты кристаллосланцев и гнейсов. Контакты с вмещающими породами нечеткие, с постепенными переходами через зоны ассимиляции. Мощность послойных тел гранитоидов колеблется от 1 см до нескольких десятков метров. Гранитоиды комплекса сходны с вмещающими их метаморфитами. По химическому составу чарнокиты отличаются от нормативных гранитов повышенными содержаниями титана, закисного и окисного железа, магния и кальция и относятся к весьма высокоглиноземистым породам калиево-натриевой серии, пересыщенным кремнеземом. Характерно преобладание Na над K.

Образование чарнокитов и эндербитов древнеалданского комплекса происходило на ранней стадии регионального метаморфизма, проявившегося, вероятно, в раннем архее в интервале 3,3–3,6 млрд лет. Свинец-свинцовые датировки – 3570 ± 80 млн лет, Sm-Nd – 3351 ± 276 млн лет [46].

Лучинский комплекс (vAR₁²lc) – метагаббро, габброамфиболиты, метапироксениты, горнблендиты, перидотиты распро-

странены повсеместно в пределах Становой СБ. Комплекс выделен в 1998 г. В. А. Гурьяновым [164]. Впервые интрузии комплекса были описаны Л. П. Карсаковым в 1963–1966 гг. в бассейнах рек Луча, Купури и Зея в пределах Купуринского блока как доскладчатые раннепротерозойские образования [53, 54]. Интрузии имеют небольшие размеры (до 3 км²). Относятся к доскладчатой гипербазит-габбровой формации. Контакты тел с вмещающими метаморфитами нижнего архея, как правило, четкие, резкие, лишь при наложении на них процессов мигматизации и гранитизации — расплывчатые. Иногда габброиды в эндоконтактовой части рассланцованы до роговообманковых сланцев. Ультрабазиты обычно слагают небольшие участки внутри тел габброидов, иногда (бассейн р. Утанах) образуя самостоятельные тела. Соотношений между габбро и пироксенитами не установлено. Также породы комплекса слагают многочисленные межпластовые, иногда секущие тела мощностью до 10–20 м, редко до 50 м во вмещающих их метаморфических образованиях, совместно с которыми они дислоцированы, метаморфизованы в амфиболитовой фации, гранитизированы древнестановыми и токско-алгаминскими гранитоидами раннего архея. Магматиты относятся к нормальному и субщелочному рядам натриевой серии. Они являются вмещающими для медно-никелевого и титаномагнетитового оруденения. Возраст комплекса принимается в соответствии с Легендой ДВСЛ [209].

Токско-алгаминский комплекс. Кварцевые диориты и диориты ($q\delta AR_1^2 ta$), гранодиориты ($\gamma\delta$), кварцевые диориты–гранодиориты гнейсовидные. Широко развит в блоках Становой и Западно-Становой СБ с максимальным распространением в междуречье Зея–Удыхын. Впервые был выделен В. Н. Мошкиным в 1956 г. Название дано по массиву кварцевых диоритов площадью более 400 км² в междуречье Ток–Алгاما [230].

Породы комплекса слагают крупные (до 100 км² и более) массивы, субсогласные со структурой вмещающих гнейсов и кристаллических сланцев усть-гилюйской, купуринской серий, джигдалинской свиты, а также многочисленные пластовые тела различной мощности, сгруппированные в обширные поля. Контакты с метаморфитами становия обычно четкие, но без экзо- и эндоконтактовых изменений, с метаморфическими образованиями алдания — секущие. Между диоритами и гранодиоритами наблюдаются постепенные переходы. В интрузиях площадью более 300 м² отмечается грубое чередование средне- и крупнозернистых пород. Наиболее крупный Купуринский массив (около 600 км²) вытянут в широтном направлении на 90 км. Он под острым углом сечет структуры раннего алдания и конформен структурам становия. Комплекс сформирован до главной фазы складчатости, с которой связано формирование древнестанового комплекса. Диориты, кварцевые диориты и гранодиориты — биотит-роговообманковые, обычно гнейсовидные, зеленовато-серого до темно-серого цвета. Породы обычно среднезернистые, реже мелко- и крупнозернистые, во внутренних частях крупных тел массивные, нередко порфировидные. Характерно повышенное содержание акцессорных минералов (до 4–6 %): сфена, апатита, ортита, циркона, рудного, а также вторичного эпидота (до 6–10 %). В них отмечаются признаки метаморфизма амфиболитовой фации, развиты биотитизация,

бластез, рассланцевание. В пределах пластовых тел отмечается невыдержанность количественно-минералогического состава. По химическому составу магматиты относятся к нормальному ряду калиево-натриевой серии с преобладанием Na_2O над K_2O в 2–3 раза. В порфиروبластовых разновидностях отмечается повышенная калиевоность за счет фельдшпатизации. Токско-алгаминский комплекс относится к гнейсодиорит-гранодиоритовой формации [14]. Полезных ископаемых, связанных с его формированием, не установлено. Нижняя возрастная граница определяется тем, что породы комплекса прорывают метаморфиты становия, верхняя — мигматизацией древнестановыми гранитоидами.

U-Pb методом по цирконам для кварцевых диоритов комплекса Купуринского и Мульмугинского блоков определен среднетриасовый возраст. В то же время Sm-Nd изотопные датировки древнестановых плагиогранитов, рвущих кварцевые диориты, составляют 2,8 млрд лет [67]. Возраст гранодиоритов петротипического Токско-Алгаминского массива составляет не менее 1,9 млрд лет, однако анализ циркона из них показал, что данные породы в мезозое подверглись воздействию гидротермальных процессов, по степени метаморфизма сопоставимых с метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации.

Древнестановой комплекс — плагиограниты (pyAR_1^2ds), граниты (γ), лейкограниты, гранодиориты гнейсовидные. Выделен Д. С. Коржинским в 1935 г. Распространен повсеместно в пределах Становой и Западно-Становой СБ. Породами комплекса сложены гранито-гнейсовые купола, включающие массивы неоднородного строения, многочисленные, сложные по форме и внутреннему строению пластовые тела (до 10 км²), ореолы мигматизации и гранитизации площадью в сотни квадратных километров. Границы с вмещающими образованиями расплывчатые за счет зон мигматизации и гранитизации шириной до нескольких километров и проводятся условно по преобладанию метатекта над субстратом. Мигматиты разные по морфологии и типу, с преобладанием послойных и теневого. Характерна зависимость состава древнестановых гранитоидов от состава вмещающих пород. В массивах обычны скиалиты гранитизированных образований раннего докембрия. От периферии к центру ксенолитов становится меньше, над гнейсовидными разновидностями начинают преобладать порфириовидные средне-крупнозернистые граниты массивной текстуры. Отмечается повсеместное проявление наложенного метаморфизма, фельдшпатизации, эпидотизации, биотитизации. В качестве петротипического рассматривается Утугайский массив площадью около 700 км², расположенный в бассейнах рек Утугай и Прав. Кохани [161]. Контакты гранитов с кристаллосланцами — резкие, с гнейсами — постепенные. Здесь преобладают однородные средне-крупнозернистые биотитовые плагиограниты и лейкограниты. Характерной чертой гранитоидов является преобладание плагиоклаза (№ 20–30) над калишпатами в 5–10 раз. Породы принадлежат к нормальному ряду калиево-натриевой серии при натриевом типе щелочности. Древнестановые гранитоиды относятся к мигматит-плагиогранитовой формации. С ними связаны жилы пегматитов с мусковитом мощностью до 15–20 м и протяженностью до нескольких сот метров.

По времени формирования древнестановые гранитоиды синхронны складчатости вмещающих раннеархейских серий. Они прорывают гнейсовидные кварцевые диориты и гранодиориты токско-алгаминского комплекса раннего архея. Радиологические датировки гранитоидов комплекса немногочисленны и противоречивы. U-Pb возраст по цирконам плагиогранитов Дамбукинского блока — 2833 ± 15 млн лет [67]. В Легенде ДВСЛ [209] возраст древнестановых гранитоидов соответствует позднему становию.

ПОЗДНИЙ АРХЕЙ

Идюмо-тырканский комплекс (vAR_2^{1it}) — габбро, лейкогаббро, нориты, анортозиты, пироксениты, дуниты, перидотиты метаморфизованные. Выделен Э. Л. Магнушевским в 1988 г. в пределах Тырканского блока. Ранее они сопоставлялись с аналогичными породами майско-джанинского комплекса [164]. Данные магматиты пользуются незначительным распространением в Южно-Алданской СБ (Желтулинский, Туксанийский и Тырканский блоки). На геологической карте, ввиду слабой изученности и малых размеров, их тела показаны часто внемасштабно. Породы комплекса слагают мелкие тела северо-западного простирания среди раннеархейских образований тырканской серии. 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 являются рудовмещающими для проявлений медно-никелиевой (с платиноидами) минерализации.

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

Нюкелинский комплекс (γAR_2^{1nk}) — граниты, гранодиориты, плагиограниты гиперстеновые, гнейсовидные. Ранее все интрузии чарнокитоидов Сибирской платформы были объединены в составе этого комплекса. Позднее среди них были выделены несколько самостоятельных комплексов. Образование гранитоидов комплекса (по Е. П. Миронюку и Д. В. Утробину) связано с процессами ультраметаморфизма главного этапа позднеархейской складчатости на юго-востоке Алданской гранулитогнейсовой области. Эта точка зрения принята и в легенде ДВСЛ [209], в которой название комплекса сохранено за гиперстеновыми гранитоидами позднего архея только для Желтулинского, Тырканского и Туксанийского блоков.

Породы комплекса образуют пластообразные тела причудливых очертаний, реже мелкие конкордантные тела среди вмещающих метаморфитов желтулинской и туксанийской серий сахабория, контакты с кото-

рыми, как правило, нечеткие, через теневые 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 [70]. Также для них характерны более низкие содержания окислов железа и магния, они менее глиноземистые и титанистые.

Формирование нюкелинского комплекса происходило позже древнеалданских чарнокитоидов и ранее лейкогранитов идиомского комплекса. Радиологические датировки гиперстеновых гранитов комплекса на сопредельной с востока территории [46] соответствуют возрасту, принятому в Легенде ДВСЛ [209].

Амурский комплекс (vAR_2^2a) — метагаббро, металеикогаббро, метапироксениты. Породы комплекса наблюдаются в пределах Туранского блока Буреинского массива в бассейне р. Селемджа. Магматиты комплекса слагают несколько небольших (до 9 км²) доскладчатых линзообразных тел в дягдаглейской толще, а также наблюдаются в ксенолитах среди позднеархейских древнебуреинских гранитоидов. Для пород характерна полосчатость даже в мелких ксенолитах, выраженная в чередовании линейных участков мелко-среднезернистой текстуры шириной до 5 м или мелано-, мезо- и лейкократового состава. Нередко они полностью перекристаллизованы вплоть до образования амфиболитов. Габбро амурского комплекса петрохимически близки к норитам. Они являются рудовмещающими для железорудных проявлений скарноидной формации. Позднеархейский возраст комплекса принят на основании того, что на смежной с юго-востока территории магматиты прорывают образования уральской и дичунской свит. Верхняя возрастная граница определяется гранитизацией габброидов гранитоидами древнебуреинского комплекса позднего мела.

Брянтинский комплекс (vAR_2^2br) — габбро, габброанортиты, пироксениты, габброанортозиты, анортозиты. Распространены в Дамбукинском блоке в бассейне р. Унаха, где слагают несколько мелких (первые км²) интрузий среди позднеархейских метаморфических образований. Тела преимущественно монопородные. В составе преобладают габбро и габброанортозиты. Породы прорывают и пространственно ассоциируют с позднеархейскими метаморфитами, в связи с чем их возраст принят позднеархейским.

Верхнеундытканский комплекс метагабброанортозитовый (ηAR_2^2vu) — анортозиты, габброанортозиты расслоенные, метаморфизованные слагают в бассейнах рек Ундытын, Ундыткан и Хули южную часть Верхнеундытканского массива. 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 облом-

ков 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 габброанортозитов 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 габброаноритах — до 30–40 %. Андезиниты и олигоклазиты микроклинизированы (до микроклинитов) и окварцованы.

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 габброаноритов до олигоклазитов. Магматиты комплекса прорывают позднеархейские метаморфогенные образования туксанийской серии. Возраст анортозитов, определенный Sm-Nd методом, составляет 2910 млн лет [209]. На этом основании принимается позднеархейский возраст комплекса.

Древнебуреинский комплекс ($\gamma\text{AR}_2^{\text{db}}$) — граниты, плагиограниты, гранодиориты гнейсовидные и массивные распространены на левобережье среднего течения р. Бысса в пределах Октябрьского и Туранского блоков Буреинского массива. Гранитоиды комплекса слагают несколько маломощных складчатых тел площадью до 10 км², причудливых по форме и сложных по внутреннему строению. Для интрузивов характерен нечеткий характер контактов с шширокими (до 0,2–1,0 км) зонами послойных и теневых мигматитов, наличием в гранитоидах многочисленных ксенолитов вмещающих пород. В породах интенсивно проявлены бластокатакlastические и бластомилонитовые структуры, из-за чего гранитоиды часто принимаются за слюдяные гнейсы. В интрузиях наблюдаются значительные вариации состава пород, связанные с неравномерным распределением темноцветных минералов, чередованием гнейсовидных и массивных, мелко-, средне- и крупнозернистых разностей. На контакте с вмещающими метабазами отмечаются более меланократовые породы. В эндоконтакте с палеозойскими гранитоидами все разновидности приобретают порфиробластовую структуру за счет проявленного здесь кремниево-калиевого метасоматоза. Для пород комплекса отмечается повышенное содержание щелочей и пересыщенность кремнеземом. При появлении порфиробластов калиевого полевого шпата в гранитах калий заметно преобладает над натрием. В связи с древнебуреинскими гранитоидами проявлений рудной минерализации не выявлено. Позднеархейский возраст древнебуреинского комплекса достаточно условен. Гранитоиды неразрывно связаны с позднеархейскими метаморфическими образованиями дягдагейской толщи, участвуя совместно с ними в складчатости. Прорваны интрузиями кивилийского комплекса ордовикского возраста.

Идумский комплекс ($\text{IyAR}_2^{\text{di}}$) — лейкограниты, субщелочные граниты, граниты, плагиограниты, гранодиориты ($\gamma\delta$). Комплекс выделен Г. Ф. Гиммельфарбом в 1965 г. [32]. 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. Некоторые исследователи выделяют в составе комплекса две фазы [223]. 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, фергюсонит. Кварц-полевошпатовые метасоматиты содержат вкрапленность монацита, ортита, циркона, реже торита, урано-торита, сфена.

Гранитоиды комплекса восточнее площади листа прорывают чарнокитоиды нюкелинского комплекса раннего сахабория [15] и перекрыты отложениями учурской серии раннего рифея. Радиологические датировки слюд, цирконов, полевых шпатов монацита из лейкогранитов (K-Ar, Pb-Pb, U-Rb-Sr, Sm-Nd методы) укладываются в два временных интервала: 2300–2100 и 1980–1700 млн лет [164].

Неричинский комплекс (γAR_2^{2nr}) – граниты и лейкограниты, гранодиориты, диориты. Гранитоиды комплекса встречаются в пределах Тангракского и Сутамского блоков Южно-Алданской СБ среди архейских магматических и интрузивных образований. Они слагают небольшие (площадью до 10–20 км²) согласные интрузивы неправильных очертаний. С вмещающими породами контакты нечеткие, с постепенными переходами через мигматиты (теневые, послойные, ленточные и др.). В бассейне р. Сутам контакты более четкие. Центральные части более крупных интрузий сложены средне-, крупнозернистыми, массивными породами с гипидиоморфнозернистой структурой. В эндоконтак-

те отмечаются гранобластовые структуры. В мелких телах структура пород грубогнейсовидная, обусловленная субпараллельным расположением вытянутых зерен кварца. С гранитами связаны пегматоидные шшировые 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. Позднеархейский возраст принят согласно Легенде ДВСЛ [209].

Таксакандинский комплекс гранитов и субщелочных гранитов ($\gamma\text{AR}_2^{?tk}$) — граниты, плагиограниты, субщелочные граниты, лейкограниты, гранодиориты, лейкограниты, гранодиориты, кварцевые диориты, кварцевые монзониты. Комплекс выделен Л. П. Карсаковым в 1970 г. [53]. Гранитоиды комплекса развиты в пределах Мультугинского и Купуринского блоков Становой СБ в бассейнах рек Зея, Купури, Нуям, где они слагают линейные массивы, вытянутые вдоль зон разломов преимущественно северо-западного, реже близширотного простирания. Петротипическим является Таксакандинский массив площадью более 300 км². Он вытянут на 60 км при ширине выхода 5–8 км. В эндоконтакте интрузива развиты мелко-среднезернистые, гнейсовидные биотитовые, реже двуслюдяные граниты. К центральной части массива они постепенно сменяются слабогнейсовидными и массивными среднезернистыми двуслюдяными и мусковитовыми гранитами. Для гранитов характерны четкие призматические и таблитчатые формы кристаллов плагиоклаза и роговой обманки, антипертитовые вроски плагиоклаза в решетчатом микроклине. В бассейне р. Нуям преобладают порфировидные средне-крупнозернистые гранодиориты, граносиениты, реже встречаются граниты и плагиограниты. Иногда в них наблюдаются (до 30–40 %) порфиробласты калишпата. С гранитами связаны пегматитовые жилы с мусковитом. Контакты с вмещающими породами четкие, без зон мигматизации и гранитизации. Породы комплекса принадлежат к нормальному и, реже, субщелочному ряду калиево-натриевой серии с натриевым типом щелочности и относятся к гранодиорит-гранитовой формации. Возраст таксакандинского комплекса принимается условно позднеархейским [209].

РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Верхнесутамский комплекс ($v\text{PR}_1^{1vs}$) — метагаббро, метাগипербазиты слагают небольшие интрузивные тела (площадью не более 20 км²) в северо-западной части площади в бассейне верхнего течения р. Сутам в зоне Станового разлома (Южно-Алданская зона шовных структур). Породы вместе с вмещающими их метаморфитами изменены до амфиболитов. Габброиды представлены оливиновыми, пироксеновыми, пироксен-роговообманковыми разностями, между которыми наблюдаются постепенные переходы. Оливин (10–15 %) отмечается только в виде реликтов. Амфиболиты на 70–90 % состоят из роговой обманки. Иногда в них наблюдается до 25 % магнетита и 15 % апатита. Магматиты комплекса прорваны верхнесутамскими гранитоидами раннепротерозойского

возраста. Возраст аналогичных пород составляет: Pb-Pb метод — 2167–2680 млн лет; K-Ar метод — 2320–2390 ± 80 млн лет [140].

Депские перидотиты, серпентиниты, дуниты (σPR_1^1d) встречаются в Октябрьском блоке Буреинского массива. Ультрабазиты слагают Усть-Депский (правобережье р. Зея, напротив устья р. Деп) и Аякский (междуречье Аяк–Дуте) массивы площадью 6 и 2 км² соответственно. По данным В. И. Малкова [222], несколько тел наблюдается среди кайнозойских осадков в верховьях р. Дуте. В бассейне р. Гарь 2-я среди зеленокаменных пород гарьской серии раннего протерозоя магматиты слагают дайкообразные тела в полосе близмеридионального простирания шириной около 4 км и протяженностью 12 км. Простирание тел близмеридиональное, реже северо-восточное. Форма линзообразная, реже неправильная. Ширина выходов тел от 50 до 600 м, протяженность 1,5–2,0 км. По геофизическим данным Усть-Депский и Аякский массивы являются лишь выступами крупного пластинообразного массива протяженностью 45 км при ширине 10–15 км, с глубиной залегания нижней кромки 10–12 км. В бассейне рек Гарь 1-я и Гарь 2-я ультрабазиты на глубине слагают несколько интрузий площадью от 10 до 80 км² близмеридионального простирания. Ультрабазиты представлены в основном серпентинитами, весьма разнообразной окраски: от темно-зеленого, почти черного, до светло-зеленого цвета с фишашковым и желтовато-голубоватым оттенками. При этом минеральный состав их довольно постоянен. По петрохимическим данным выделяются гарцбургиты, лерцолиты, очень редко дуниты. Кроме серпентинизации незначительно проявлена родингитизация. Широко проявлена вторичная серпентинизация, выражающаяся в образовании секущих прожилков хризотил-асбеста. Рассматриваемые образования повсеместно интенсивно катаклазированы. Контакты с вмещающими породами тектонические. С магматитами ассоциируют проявления никеля, хрома, золота, платины, талька. Ультрабазиты относятся к дунит-гарцбургитовой формации.

Представления о возрасте ультрабазитов у предшественников менялись довольно часто: раннепалеозойский [48, 116], условно архейский [49], раннепротерозойский [254]. Ультрамафиты прорваны раннепалеозойскими лейкогранитами октябрьского комплекса [116]. Абсолютный возраст серпентинитов Усть-Депского массива (Rb-Sr метод) составил 1,9–2,2 млрд лет [222], серпентинитов бассейна р. Гарь 2-я — 2,1 млрд лет [153]. На основании этого и принят раннепротерозойский возраст ультрабазитов.

Лучанский комплекс ($v\text{PR}_1^1\epsilon$) — габбронориты, нориты, габбро, дуниты, перидотиты, горнблендиты, анортозиты. Породы комплекса распространены в Становой СБ (Джелтулакский и Чимчанский блоки) в бассейне верхнего течения р. Брянта, где слагают петротипический Лучанский массив. К комплексу отнесены также небольшие интрузии на левобережье р. Зея (Западно-Становая СБ). Лучанский массив расслоенного типа площадью около 50 км² имеет лополитообразную форму. В нем выделяются три горизонта (снизу вверх): 1 — дуниты, перидотиты, оливиновые габбро, пироксениты; 2 — оливиновые габбро и троктолиты; 3 — пегматоидные оливин-пироксеновые габбро. Второй горизонт мощностью около 1600 м сложен (снизу вверх): 1 — чередова-

ние средне- и крупнозернистых массивных и грубополосчатых троктолитов и мезо-меланократовых оливиновых габбро; 2 — полосчатые мелко-среднезернистые оливиновые габбро и троктолиты; 3 — средне-крупнозернистые мезо-лейкократовые троктолиты, перемежающиеся с оливиновыми, пироксен-оливиновыми и оливин-пироксеновыми габбро, наблюдаются линзы крупнозернистых троктолитов, переходящих в лабрадориты; 4 — полосчатые мезо-лейкократо-пироксеновые габбро [280]. В пределах массива и во вмещающих породах наблюдаются мелкие тела, дайки и жилы оливиновых пироксенитов, меланократовых троктолитов, мелкозернистых амфиболовых габбро, габбродиабазов, габбропегматитов. Породы комплекса относятся к нормальному ряду натриевой серии, характеризуются повышенной магнезиальностью, высокой и весьма высокой глиноземистостью, низкой щелочностью. С ними связано медно-никелевое (с кобальтом и платиной) оруденение. Раннепротерозойский возраст магматитов лучанского комплекса определяется их дискордантным положением среди раннеархейских образований и тем, что они прорваны мелкими телами раннепротерозойских гранитоидов тукурингского комплекса.

Гонжинский комплекс ($q\delta PR_1^1 g$) — кварцевые диориты, гранодиориты гнейсовидные. Выделен при составлении Легенды ДВСЛ [209]. Ранее [154] данные породы включались в первую фазу гонжинского комплекса позднего архея. Магматиты комплекса распространены незначительно на северо-востоке Гонжинского блока Буреинского массива в бассейне р. Тынды, где они слагают восточную часть Тындинского-II массива площадью до 250 км². В составе комплекса преобладают кварцевые диориты, реже встречаются гранодиориты. Контакты с вмещающими метаморфическими образованиями гонжинской серии тектонические, редко — субсогласные рвушие. Магматиты прорывают метаморфиты гонжинской серии раннего протерозоя. Радиологическая датировка (U-Pb метод по цирконам) на сопредельной с запада площади составляет 1976 ± 251 млн лет [63]. На этом основании и согласно Легенде ДВСЛ [209] принят раннепротерозойский возраст комплекса.

Верхнесутамские ($\gamma PR_1^1 vs$) граниты, гранодиориты, кварцевые диориты гнейсовидные встречаются в зоне Станового разлома в бассейне верхнего течения р. Сутам. Простираение интрузивов в основном близширотное, реже северо-западное, очертания извилистые. Вмещающие образования обычно интенсивно мигматизированы. В зоне эндо-, экзоконтакта породы мусковитизированы, насыщены вторичным биотитом. Среди магматитов преобладают граниты. Обычно это светло-серые мелкозернистые породы, неясногнейсовидные. Гранодиориты и кварцевые диориты встречаются в краевых частях интрузивов. Магматиты прорывают докембрийские метаморфиты, а также верхнесутамские габбро раннего протерозоя. Возраст гранитоидов принят согласно Легенде ДВСЛ [209].

Гаринский комплекс — габбродиориты ($v\delta PR_1^1 gr$), кварцевые диориты ($q\delta$), диориты (δ), плагиограниты ($\gamma\gamma$), граниты, габбро (v) гнейсовидные. Породы комплекса распространены в пределах Октябрьского блока Буреинского массива в бассейнах рек Гарь и Деп. М. В. Сухин и А. Ф. Васькин [107] пришли к выводу о необходимо-

сти выделять здесь досилурийские интрузии габбро-плагиогранитовой формации. П. Г. Недашковский в 1980 г. [82] предложил относить их к гаринскому комплексу. А. С. Вольский [27] объединил все эти интрузии в многофазный гаринский комплекс. Магматиты комплекса слагают Гаринский и Усть-Гаринский массивы площадью до 50 км², а также ряд тел, вытянутых в восток-северо-восточном направлении. Для пород характерен гнейсовидный облик, мелко- до крупнозернистой структура, интенсивный катаклаз и микроклинизация, постепенные переходы. Габброиды представлены оливиновыми, пироксеновыми и пироксен-роговообманковыми разностями. Кварцевые диориты и диориты – роговообманковые, реже биотит-роговообманковые. Плагиограниты и граниты варьируют по составу от роговообманковых и биотит-роговообманковых до двуслюдяных. Магматиты принадлежат к нормальному ряду калиево-натриевой серии с натриевым типом щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,3-2,5$). Породы рудовмещающие для скарновой магнетитовой формации. Они перекрыты отложениями условно раннеордовикской октябрьской толщи и мамынской свиты раннего–среднего силура, а также прорваны ордовикскими гранитоидами октябрьского комплекса.

Кунманьенский комплекс ($\nu\text{PR}_1^1\text{km}$) – пироксениты, вебстериты, перидотиты, габбро, габбронориты. Выделен при подготовке листа к изданию ГК-1000/3, по аналогии с сопредельным с востока листом N-53 [46], где при производстве поисковых работ на никель ФГУП «Дальгеофизика» установлено широкое развитие рассматриваемых образований в виде ареалов малых интрузий и даек, которые концентрируются в северном крыле Станового глубинного разлома в бассейнах верхнего течения рек Туксани, Зeya и Аюмкан. Преобладают пироксениты и перидотиты, слагающие дайки, дайко-, штоко-, лополито- и лакколито-образные тела. Ареалы распространения тел, а также сами тела имеют в плане продолговато-линзовидную форму и северо-западное простираание, субпараллельное Становому линеamentу. Мощность даек и дайко-образных тел варьирует от 5 до 100 м, протяженность – от 100 до 1000 м, редко до 4,5 км. Породы комплекса имеют относительно свежий облик с неравномерным распределением темноцветных минералов. Повсеместно сохраняются интрузивные текстуры. Породы трещиноватые, катаклазированные. Распределение сульфидов в них крайне неравномерное – от убого-тонковкрапленного до прожилково-гнездового и густо-тонкопрожилкового. Магматитам комплекса свойственны повышенная основность, магнезиальность, общая железистость и калиевоcть, при пониженных кремнекислотности, известковистости и глиноземистости. В сульфидизированных породах содержание никеля достигает 3,1 % [46].

Породы комплекса прорывают метаморфиты туксанийской серии позднего архея западнее площади, идюмо-тырканские габброиды позднего архея, а также занимают секущее положение по отношению к позднеархейским динамометаморфитам. На основании этих данных принимается раннепротерозойский возраст комплекса, хотя верхняя возрастная граница его не установлена.

Тукурингрский комплекс. Первая фаза – гранодиориты ($\gamma\delta\text{PR}_1^1t_1$), кварцевые диориты, диориты. Вторая фаза – граниты ($\gamma\text{PR}_1^1t_2$), субщелочные граниты ($\epsilon\gamma$), кварцевые сиениты, лейко-

граниты, сиениты. В Чимчанском блоке Становой СБ комплекс представлен интрузиями, линейно вытянутыми вдоль Сугджарского разлома. В пределах Желтулакского блока это близизометричные интрузивы, преимущественно северо-западного простирания. Площадь массивов обычно не превышает 100 км². Контакты с вмещающими породами всегда резкие, интрузивные, без признаков мигматизации и гранитизации [14]. В экзоконтактах интрузий наблюдаются маломощные инъекции гранитов, а в эндоконтакте — ксенолиты вмещающих пород. Большинство интрузий сложены гранитоидами второй фазы. Площадь Худачинского массива, расположенного в бассейне р. Иликан и сложенного средне-крупнозернистыми порфиروبластовыми биотитовыми, амфибол-биотитовыми гранодиоритами, реже — кварцевыми диоритами первой фазы, составляет около 50 км². Строение массива сложное. Характерно разнообразие структурно-текстурных особенностей и обилие ксенолитов вмещающих пород, особенно в южной и юго-западной частях.

Становление интрузий комплекса сопровождалось кремниво-щелочным метасоматозом, наложенным и на вмещающие образования, что обусловило их сиенитизацию и порфиробластез. В зонах разломов гранитоиды подверглись регрессивному метаморфизму зеленосланцевой фации. Породы комплекса относятся к нормальному и субщелочному рядум калиево-натриевой серии, с натриевым типом щелочности. Гранитоиды прорывают позднеархейские метаморфические образования, содержат ксенолиты раннепротерозойских габброидов. Их несогласно перекрывают отложения уганской свиты раннемелового возраста, в конгломератах которой содержится галька этих гранитов (левобережье р. Ванга). Возраст комплекса принят раннепротерозойским [209].

Позднестановой комплекс. Вторая фаза ($\gamma PR_1^1 ps_2$) — граниты, плагиограниты, субщелочные граниты, лейкограниты. Комплекс выделен Н. Г. Судовиковым и др. в 1965 г. [28]. Его принято считать аналогом тукурингского комплекса, интрузии которого более однородны, а породы, как правило, имеют магматические структуры. В позднестановой комплекс объединены интрузии сложного строения и различного генезиса — метасоматического, палингенно-метасоматического и интрузивно-анатектического.

Магматиты комплекса распространены в верховьях рек Ижак, Десс в пределах Западно-Становой СБ. Интрузии гранитоидов локализованы вдоль зоны Желтулакского глубинного разлома. Они имеют удлиненную (до 35 км) форму. Простирание тел западно-северо-западное. Большинство разновидностей магматитов имеют гнейсовидную, неясногнейсовидную, реже массивную мелкозернистую текстуру, порфиоровидную, порфиروبластовую структуру, фациальные взаимопереходы. Породы принадлежат к нормальному и субщелочному рядум (за счет усиления калиевого метасоматоза) с примерно равным соотношением щелочей или преобладанием натрия над калием. Экзоконтактовые изменения чаще всего затушеваны метасоматическими преобразованиями. Когда вмещающими породами являются гнейсы, отличить позднестановые гранитоиды от них сложно. С кристаллосланцами наблюдаются секущие контакты и развитие гибридных пород краевой фации. Позднестановые гранитоиды прорывают магматиты токсско-алгаминского комплекса и метаморфиты

усть-гилюйской серии позднего сахабория. На сопредельной с запада площади они прорывают образования раннепротерозойской желтулакской серии.

ОРДОВИК

Кивилийский комплекс. Первая фаза — габбро (γOk_1), габбро-диориты, диориты (δ). Вторая фаза — граниты (γ), граносиениты, сиениты, субщелочные граниты, лейкограниты. Комплекс выделен в 1967 г. В. К. Путинцевым. Магматиты слагают интрузии площадью до 100 км² в пределах Туранской зоны Буреинского массива в бассейне р. Бысса. Они обычно имеют северо-восточную ориентировку. Габброиды и диориты первой фазы слагают ряд ксенолитов, в основном в гранитоидах второй фазы и, реже, самостоятельные мелкие тела. Форма тел изометричная, иногда удлиненная. Наиболее распространены породы второй фазы — крупно-, до гигантозернистых, реже среднезернистые порфиробластические биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты массивной или гнейсовидной текстуры с переменным количеством крупных порфиробластов микроклин-пертита. Характерной особенностью полевых шпатов является их серый и темно-серый цвет. Между фациальными разновидностями наблюдаются постепенные переходы. Контакты гранитоидов с метаморфитами докембрия — довольно четкие, иногда сопровождаются мигматитами. Ширина зоны мигматизации достигает 200–300 м [151, 184]. Гнейсовидно-полосчатые разновидности гранитоидов часто содержат шлиры или пластообразные ксенолиты гнейсов и кристаллосланцев мощностью до первых сотен метров. В гранитоидах отмечается калишпатизация различной интенсивности, выражающаяся в образовании порфиробластов микроклина размером до 3–4 см. Повсеместно в них проявлен протоклаз, более поздний катаклаз и рассланцевание.

В гранитах, как правило, отмечается значительное преобладание калия над натрием, породы пересыщены кремнеземом. При увеличении количества порфиробластов в породах происходит повышение щелочности.

Ранее возраст кивилийского комплекса считался позднепротерозойским [23] или раннепалеозойским. Возраст кивилийского комплекса принят ордовикским на основании сопоставления его с биробиджанским комплексом [150].

Октябрьский комплекс — граниты (γOo), лейкограниты ($l\gamma$), субщелочные граниты, гранодиориты ($\gamma\delta$). Впервые данные интрузии были выделены Ю. П. Змиевским в 1977 г. [179] как позднепротерозойские. Название комплексу дано А. Ф. Васькиным в 1988 г. [27]. Петротипическим является интрузив, имеющий форму гарполита, расположенный в верховьях рек Гарь, Желтулак и Калахта [254]. Наиболее широко развиты граниты, крупнозернистые лейкограниты и субщелочные граниты. Отмечаются гибридные мелкозернистые разновидности, содержащие роговую обманку, вблизи которых развиты порфиroidные крупнозернистые граниты. Для гранитоидов характерны массивные, реже грубополосчатые текстуры. Кроме структур, типичных для интрузивных

образований, широко развиты гранобластовые метасоматические структуры. В результате широко проявленного кремне-калиевого метасоматоза для пород характерно наличие порфировластов микроклина (иногда до 60 %) размером от 1 до 3 см. Повсеместно в гранитоидах проявлены катаклаз и милонитизация, что определило широкое развитие катакlastических, брекчиевидных и бластомилонитовых структур. Локально среди гранитоидов проявлены процессы аргиллизации и альбитизации, вероятно, связанные с воздействием интрузий более молодого возраста. В верховьях р. Некли [49] граниты преобразованы в кварц-микроклиновые (амазонитовые) породы, сопровождающиеся шлиховыми ореолами касситерита, фергусонита, колумбита и монацита.

Магматиты комплекса относятся к калиево-натриевой серии нормального и субщелочного рядов, преимущественно с калиевым типом щелочности. Отмечается пересыщенность алюминием [254]. Октябрьский комплекс несет черты формации «батолитов пестрого состава» и сопоставляется с однотипными интрузиями суларинского комплекса. Интрузии комплекса с размывом перекрыты ранне-среднесилурийскими осадочными образованиями мамынской свиты и прорывают условно раннеордовикские вулканиты октябрьской толщи [189, 254]. Радиологический возраст магматитов комплекса составляет: K-Ar метод по валу — 172–308 млн лет [254]; K-Ar метод по биотиту — 324–495 млн лет [144]; U-Pb метод по циркону — 495 ± 3 млн лет [101]. На этом основании принимается ордовикский возраст октябрьского комплекса.

Суларинский комплекс (γOs) — граниты, лейкограниты, субщелочные граниты, гранодиориты. Комплекс на площади листа представлен несколькими небольшими интрузивами, расположенными в пределах Туранской зоны Буреинского массива в бассейне левобережья р. Бысса, а также в верховьях р. Кучулым. Гранитоиды слагают тела причудливой формы, ориентированные в северо-восточном направлении. Иногда в интрузиях отмечается зональное строение с переходом от массивных крупнозернистых гранитов в центральной части к мелкозернистым гнейсовидным биотитовым гранитам в эндоконтакте. Породы комплекса имеют своеобразный «рябой» внешний облик, обусловленный пепельно-серым полевым шпатом, прозрачным кварцем и различно ориентированным мечевидным биотитом [184]. Они повсеместно катаклазированы. Характерны порфировласты микроклина. Для магматитов комплекса отмечается пересыщенность кремнеземом. Они богаты или умеренно богаты щелочами при преобладании калия над натрием [184, 223]. Интрузии комплекса прорывают ордовикские гранитоиды кивилийского комплекса. В свою очередь они прорваны гранитами тырмо-буреинского комплекса среднего–позднего карбона. Ордовикский возраст суларинского комплекса принят на основании сопоставления их с биробиджанским комплексом [150].

СРЕДНИЙ–ПОЗДНИЙ КАРБОН

Тырмо-буреинский комплекс. Первая фаза — габбро ($vC_{2-3}t_1$), габбродиориты, диориты (δ). Вторая фаза — гранодиориты ($\gamma\delta C_{2-3}t_2$), кварцевые диориты. Третья фаза — граниты

($\gamma\delta C_{2-3}t_3$), гранодиориты. Комплекс впервые был описан Н. А. Хрущовым в 1930 г. под названием тырминского или буреино-тырминского. Для комплекса характерны крупные размеры массивов (до 2–3 тыс. км²) со сложными очертаниями и многофазность. Интрузии комплекса занимают обширные площади в Октябрьской и Туранской зонах Буреинского массива, где слагают тела плито- или грибообразной формы. В отличие от ордовикских гранитоидов в породах комплекса катаклаз отмечается лишь в краевых частях массивов и в зонах тектонических нарушений. Они имеют типично магматические структуры и массивную текстуру.

Средне-, крупно- и мелкозернистые габбро, габбродiorиты и диориты первой фазы, как правило, слагают небольшие ксенолиты в породах последующих фаз, реже отдельные штоко- или линзообразные тела среди более древних интрузий (бассейны рек Алеун, Бисса). Породы второй фазы имеют однородный состав и структурно-текстурные особенности. Они представлены преимущественно биотит-роговообманковыми гранодиоритами. Отмечается увеличение размеров порфировласт в гранитоидах и обогащение их темноцветными минералами вблизи ксенолитов и останцов кровли докембрийских метаморфических образований [254]. В эндоконтакте породы иногда имеют гнейсовидный облик. Гранодиориты и кварцевые диориты второй фазы обычно входят в состав крупных тел, реже образуют самостоятельные тела. Для них характерны типично магматические структуры и весьма ограниченное развитие наложенных процессов [49, 151].

Наиболее широко развиты интрузии средне-крупнозернистых и мелко-среднезернистых порфировидных биотитовых гранитов третьей фазы, часто слагающие крупные массивы [254]. В бассейнах рек Желтулак 1-й и 2-й в центральных частях массивов наблюдаются слабопорфировидные граниты, которые постепенно сменяются к краевым частям порфировидными разностями. Для гранитов третьей фазы характерна слабая альбитизация и интенсивно проявленный кремниво-калиевый метасоматоз, выражающийся в образовании крупных (до 2 см) порфировластов микроклина, количество которых достигает 20–35 %, иногда 50 % объема породы [49, 254]. Переходы между гранитами и гранодиоритами фазы постепенные, фациальные.

Интрузии тырмо-буреинского комплекса, как правило, отличаются от более древних образований повышенными магнитным и гравитационным полями. По химическому составу габброиды имеют повышенные содержания CaO и Al₂O₃. Гранитоиды принадлежат к калиево-натриевой серии. Содержания натрия и калия примерно равны, в гранитах калий обычно преобладает. По соотношению MgO–Al₂O₃ габброиды являются мантийными (J-тип), граниты – анорогенными (A-тип). Комплекс относится к габбро-диорит-гранитовой формации. Граниты третьей фазы комплекса прорваны субщелочными лейкогранитами харинского комплекса позднепермско-раннетриасового возраста. На сопредельной с юго-востока территории они прорывают фаунистически охарактеризованные нижне-среднедевонские отложения. Многочисленные калий-аргоновые датировки гранитоидов не опускаются древнее ранней перми. С учетом всех этих данных принимается средне-позднекаменноугольный возраст тырмо-буреинского комплекса [227].

ПОЗДНИЙ КАРБОН(?)

Златоустовский комплекс. Первая фаза — габбро катаклазированных ($vC_3?z/l_1$). Вторая фаза — плагиограниты катаклазированных ($pyC_3?z/l_2$). Название комплекса было предложено М. В. Мартынюком в 1990 г. [223] для интрузий габбро-диорит-плагиогранитового состава Токурской подзоны Селемджино-Кербинской СФЗ. Интрузии комплекса развиты в бассейне р. Нора и в верховьях р. Меун. Они приурочены, как правило, к зонально метаморфизованным отложениям мынской, златоустовской и сагурской свит, где слагают субсогласные пластообразные, иногда крутопадающие тела мощностью до 1,5 км и протяженностью до 10 км [1]. Интрузии имеют простое строение. Плагиограниты рассланцованы, катаклазированы [1, 226], габбро претерпели интенсивный метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации и практически утратили особенности первичных структур и состава. Габброиды относятся к породам нормального ряда, с преобладанием натрия над калием. Магматиты комплекса пространственно и структурно сопряжены с ранне-, среднекаменноугольными осадочными образованиями, совместно с которыми метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Возраст цирконов (U-Pb метод) из плагиогранитов в бассейне р. Эгор составляет от 271 ± 5 до 317 ± 6 млн лет [1]. На этом основании принимается условно позднекаменноугольный возраст златоустовского комплекса.

ПОЗДНИЙ КАРБОН–РАННЯЯ ПЕРМЬ

Урушинский комплекс. Вторая фаза — гранодиориты ($\gamma\delta C_3-P_{1u_2}$), граниты, диориты, кварцевые диориты. Впервые комплекс был выделен Г. Ф. Олькиным в 1963 г. [234] западнее площади. Интрузии комплекса слагают несколько мелких тел в бассейне р. Тында и на левобережье р. Зeya южнее Южно-Турунгрского разлома. Контакты с вмещающими породами тектонические. Среди пород преобладают мелко-, средне- и крупнозернистые биотитовые, роговообманково-биотитовые гранодиориты, реже встречаются биотит-роговообманковые граниты, кварцевые диориты, диориты [154]. Характерными особенностями пород являются зеленоватая окраска, обусловленная зеленокаменными изменениями и хлоритизацией, неравномерные распределения темноцветных минералов. В зонах тектонических нарушений они приобретают гнейсовидную и шлировую текстуру, интенсивно катаклазированы. Интрузии комплекса относятся к породам нормального ряда, с преобладанием натрия над калием. Они принадлежат к известково-щелочной серии. Отмечается высокая глиноземистость. Возраст гранодиоритов составляет: (U-Pb метод по цирконам) — 278 ± 7 млн лет [101], (K-Ar метод) — 226–263 млн лет [236]. На основании изложенного выше принимается позднекарбонный–раннепермский возраст комплекса.

РАННЯЯ ПЕРМЬ

Пиканский комплекс. Первая фаза — габбро (vP_{1p_1}), габбродиориты ($v\delta$), горнблендиты (v), перидотиты, дуниты, диориты,

кварцевые диориты ($q\delta$). Вторая фаза — плагиограниты (pyP_{1P2}), тоналиты, гранодиориты ($\gamma\delta$), граниты. Впервые комплекс был выделен Н. П. Саврасовым в 1956 г. [73] на южных отрогах хребтов Тукурингра и Соктахан, где расположен одноименный петролитический массив, протягивающийся на 150 км при ширине до 15–20 км. Интрузии комплекса расположены в зоне Южно-Тукурингского глубинного разлома и пространственно ассоциируют с метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами Янкано-Джагдинской СФЗ. Они слагают Пиканский, Депский, Дугдинский и другие линейные плитообразные массивы, как правило, имеющие отчетливо выраженный трещинный характер и тектонические ограничения. Описываемые интрузии дислоцированы и метаморфизованы в такой же степени, как и вмещающие их породы.

В пределах пиканского комплекса из-за сложного его строения различными исследователями выделялось от двух [62, 109] до четырех фаз [223]. Для пород комплекса характерны катаклаз, милонитизация и рассланцевание, причем эти процессы проявлялись неоднократно. Серпентинизированные перидотиты, горнблендиты и дуниты первой фазы встречаются редко. Они образуют небольшие тела площадью 0,1–2 км², обычно вытянутые в широтном направлении, реже изометричные среди габброидов. Нередко ультрабазиты наблюдаются в зонах серпентинитового меланжа. Между серпентинизированными ультрабазитами и габбро отмечаются фациальные переходы [114], на основании чего ультрабазиты объединены с базитами в одну фазу. Габбро и габбродиориты слагают более 95 % объема комплекса. Они имеют мелко- до крупнозернистую структуру, полосчатую, иногда гнейсовидную и сланцеватую текстуры. Вмещающие среднепалеозойские породы на границе с габброидами превращены в узловатые биотитовые и андалузитовые роговики. Ширина контактового ореола достигает 1 км [109, 114, 196]. Гранитоиды второй фазы развиты ограниченно. Они образуют многочисленные тела площадью до 6–8 км², обычно вытянутые в широтном направлении. Породы, как правило, катаклазированы, рассланцованы. Интрузии комплекса относятся к породам нормального ряда натриевой или калиево-натриевой серии. В габброидах отмечается повышенная щелочность за счет увеличения натрия. Характерна высокая глиноземистость — до 22,3 %. С гипербазитами пиканского комплекса связывается бедная медно-никелевая с кобальтом минерализация [218].

Раннепермский возраст пиканского комплекса принимается на основании Легенды ДВСЛ [209]. Он обосновывается фактами прорывания габброидами Джагдинского массива фаунистически охарактеризованной бочагорской свиты [109]. По данным З. П. Козака [196], габброиды и плагиограниты пиканского комплекса этого же массива залегают среди бочагорской свиты в виде будинированных тектонических пластин и не оказывают на вмещающие породы контактового воздействия. Радиологический возраст пород пиканского комплекса (K-Ar метод) составляет 265–396 млн лет [196, 266]. По данным А. А. Сорокина [101], возраст кварцевых диоритов (U-Pb метод по цирконам) составляет 468 ± 4 млн лет; (Ar-Ar метод по амфиболам) — 264 ± 1 млн лет; возраст биотитовых гранитов (U-Pb метод по цирконам) — от 415 ± 7 до 454 ± 5 млн лет. Не исклю-

чено, что в составе комплекса объединены разновозрастные интрузии. Возможно, пиканский комплекс является возрастным аналогом урушинского комплекса, также расположенного в зоне Южно-Тукурингского разлома.

ПОЗДНЯЯ ПЕРМЬ ИЛИ РАННИЙ ТРИАС

Харинский комплекс. Вторая фаза — субщелочные лейкограниты ($\epsilon\gamma P_2: T_1 h_2$), лейкограниты, граниты, граносиениты. Впервые интрузии этого типа были выделены в бассейне р. Хара юго-восточнее площади. Магматиты комплекса слагают ряд штокообразных тел площадью до 25 км² и массивы (до 300 км²) трещинного типа, расположенные в бассейнах рек Иса, Гарь, Нора, Селемджа и др. По геофизическим данным, интрузии имеют небольшую вертикальную мощность и пластообразную форму. Нижние кромки тел фиксируются на глубинах 3–8 км, что определяет их принадлежность к гипабиссальным. Субщелочными лейкогранитами сложена большая часть интрузий, которые характеризуются простым строением, выдержанностью минералогического и петрохимического составов. Некоторые массивы обнаруживают зональное строение [184]. Среднезернистые биотитовые лейкограниты постепенно сменяются в апикальных и краевых частях мелкозернистыми гранитами (до гранит-порфиоров) (бассейны рек Бысса, Гарь и др.). Характерной особенностью гранитоидов комплекса является темно-серая, до черной окраска кварца, розовая, до мясо-красной окраска пород, округлая форма зерен полевого шпата, высокая радиоактивность. В породах комплекса нередко развиты процессы автометасоматической микроклинизации, выражающиеся в образовании крупных (до 1 см) порфировидных выделений микроклин-пертита. Вдоль разломов гранитоиды нередко изменены до кварц-мусковитовых грейзенов с молибденовой, оловянной и флюоритовой минерализацией [23, 254]. По химическому составу породы соответствуют субщелочным лейкогранитам, лейкогранитам. Они характеризуются повышенной щелочностью (сумма щелочей до 8,9–10,5 %), с преобладанием K₂O над Na₂O. Соотношение калийных компонентов в магматитах говорит о принадлежности их к коровым (S-тип) и анорогенным (A-тип). Интрузивный комплекс относится к гипабиссальной аляскитовой формации. Массивы харинских гранитоидов на сопредельной с юго-востока площади перекрываются средне-позднетриасовыми эффузивами. Радиологические данные не позволяют уточнить возраст комплекса, поэтому он пока считается либо позднепермским, либо раннетриасовым [209].

ПОЗДНЯЯ ЮРА

Магдагачинский комплекс — субщелочные граниты ($\epsilon\gamma J_3 m$), гранит-порфиры, субщелочные гранит-порфиры.

Комплекс выделен из состава верхнеамурского комплекса А. В. Евласевым в 1987 г. [170]. Название ему было дано М. В. Мартынюком в 1990 г. [223]. Гранитами комплекса сложен ряд массивов и мелких тел в западной части площади в бассейне р. Ольга и в верховьях р. Улунга.

В строении массивов нередко наблюдается зональность, выражающаяся в постепенной смене субщелочных средне-крупнозернистых гранитов центральной части субщелочными гранит-порфирами периферической. Субщелочные гранит-порфиры и гранит-порфиры слагают немасштабные тела. Характерной особенностью интрузий магадацинского комплекса является наличие порфировидных выделений калиевого полевого шпата (от 1 до 5 см). Породы комплекса относятся к калиево-натриевой серии субщелочного ряда. Для них характерно преобладание натрия над калием. Магматиты комплекса прорывают среднеюрские отложения ускалинской свиты [170], а обломки содержатся в породах раннемеловой талданской свиты [201]. Возраст гранитов (К-Аг метод) составляет 144–153 млн лет [201].

ПОЗДНЯЯ ЮРА–РАННИЙ МЕЛ

Тындинско-бакаранский (удско-зейский) комплекс. Вторая фаза – гранодиориты ($\gamma\delta J_3 - K_1 tb_2$), кварцевые диориты (q δ), кварцевые сиениты (q ξ), гранодиорит-порфиры. Третья фаза – граниты ($\gamma J_3 - K_1 tb_3$), гранит-порфиры. Впервые на Становом хребте данные гранитоиды под названием «удско-зейский комплекс» были выделены и описаны в 1959 г. Ю. А. Альбовым и В. Н. Мошкиным. Позже некоторые исследователи данный комплекс в западной части Станового хребта (лист N-51) назвали тындинско-бакаранским [43, 44].

Гранитоиды слагают площадь не менее 20 тыс. км². Размеры интрузивов (Мульмугинский, Унахинский) достигают 3–4 тыс. км². По геолого-геофизическим данным, плутоны комплекса представлены крупными пологозалегающими телами сложной плито- и лакколитообразной формы. Предполагается, что большую роль в формировании массивов сыграла система разрывных нарушений северо-западного простирания. В составе комплекса на площади выделяются две фазы. Преобладают мелко-среднезернистые гранодиориты второй фазы. Кварцевые диориты имеют с ними фациальные переходы и обычно расположены в эндоконтактных частях крупных массивов. На контакте с вмещающими метаморфитами в гранитоидах наблюдается большое количество шлиров диоритового состава, граниты третьей фазы слагают небольшие штокообразные тела округлой и неправильной формы. Представлены они преимущественно мелкозернистыми биотитовыми гранитами.

По химическому составу магматиты комплекса соответствуют нормальному щелочноземельному ряду калиево-натриевой серии с натриевым типом щелочности. Возраст гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса определяется тем, что они перекрываются раннемеловыми вулканогенно-осадочными образованиями уганской, бомнакской и сэгангринской свит. Большинство определений (более 50) радиологического возраста (К-Аг метод) [66, 194] соответствует раннему мелу, реже поздней юре – 100–140 млн лет. На основании этих данных возраст тындинско-бакаранского комплекса принимается позднеюрским–раннемеловым.

РАННИЙ МЕЛ

Верхнеамурский комплекс. Первая фаза — диориты ($\delta K_1 v_1$). Вторая фаза — гранодиориты ($\gamma \delta K_1 v_2$), кварцевые диориты ($q\delta$). Третья фаза — граниты ($\gamma K_1 v_3$), гранит-порфиры ($\gamma \pi$). Выделен впервые западнее листа Д. В. Ворониным в 1960 г. В настоящее время к комплексу относятся раннемеловые (доталданские) интрузии западной части Буреинского массива (Зейско-Амурская ВПЗ). С выделением из состава комплекса более позднего бурундинского комплекса, прорывающего талданскую свиту [154], возникли трудности в их расчленении. Оба комплекса встречаются совместно, нередко участвуя в строении одних и тех же интрузивов и имеют много сходных черт: многофазный габбро-гранитовый состав (при ведущей роли гранодиоритов), петрохимическое тождество некоторых типов пород (особенно ранних фаз), характеризуются натриевым типом щелочности.

Магматиты верхнеамурского комплекса слагают Ольгинский, Нижнеурканский (Гонжинский), Арбинский и Тыгдинский массивы, которые расположены в восточном обрамлении Гонжинского выступа. В Октябрьском блоке к комплексу относятся Инканский, Ултучинский и другие массивы [254]. Из магматитов комплекса наиболее развиты гранитоиды второй фазы, среди которых преобладают слабопорфировидные биотит-роговообманковые гранодиориты. Для пород комплекса характерно наличие шлировых обособлений диоритового состава размером до 30 см, постоянное присутствие акцессорного сфена (до 1–2 %). Интрузии комплекса формировались в условиях переходной от мезо- к гипабиссальной фации глубинности. По соотношению калиево-натриевых компонентов составы диоритов и гранодиоритов отвечают глубинным дифференциатам (J-тип), большая часть гранодиоритов и гранитов соответствуют коровым (S-тип), часть гранитов отвечает анорогенным (A-тип) [273]. Связи магматитов с полезными ископаемыми не наблюдается. Раннемеловой возраст пород комплекса обосновывается тем, что они прорывают средне-верхнеюрские отложения депской свиты и перекрыты нижнемеловыми образованиями умлеканской и талданской свит. Данные радиологических датировок во многом противоречивы. Большинство К-Аг определений соответствует раннему мелу (97–139 млн лет). Хотя имеются позднемеловые и позднеюрские датировки.

Удский комплекс. Вторая фаза — гранодиориты ($\gamma \delta K_1 u_2$), кварцевые диориты. Третья фаза — граниты ($\gamma K_1 u_3$), лейкограниты. Комплекс выделен Л. И. Красным в 1955 г. [223], отнесшим к нему все интрузии мезоабиссальных гранитоидов Джугджуро-Становой орогенной магматической системы от р. Олекма до Охотского побережья. В настоящее время [209] площадь распространения удского комплекса ограничивается Удским ареалом Удско-Куйдусунской ВПЗ. На площади магматиты комплекса слагают западную часть Ампар-Тулкичанского и Намусунского массивов, а также несколько более мелких тел площадью до 70 км²). Гранитоиды второй фазы комплекса занимают до 70 % его объема и представлены биотит-роговообманковыми гранодиоритами с краевой фацией кварцевых диоритов. Породы удского комплекса принадлежат к нормальному ряду калиево-натриевой и натриевой серий,

весьма высокоглиноземистые и высокоглиноземистые, характерно устойчивое преобладание натрия над калием. С гранитоидами связаны широкие (1–2 км) поля ороговикования во вмещающих вулканитах. Раннеархейские метаморфиты и габброиды майско-джанинского комплекса, как правило, изменены лишь в полосе шириной до первых десятков метров. С интрузивами удского комплекса связаны рудопоявления меди, свинца, цинка, золота. Магматиты комплекса прорывают средне-позднеюрскую джелонскую и боконскую свиты берриас-готеривского возраста. К-Аг датировки восточнее площади листа соответствуют в целом раннему мелу [46].

Буриндинский комплекс. Первая фаза – кварцевые диориты ($q\delta K_1 b_1$), диориты (δ), кварцевые монцодиориты ($q\mu$). Вторая фаза – гранодиориты ($\gamma\delta K_1 b_2$), гранодиорит-порфиры ($\gamma\delta\mu$). Третья фаза – граниты ($\gamma K_1 b_3$), лейкограниты, субщелочные граниты.

Комплекс выделен из состава верхнеамурского комплекса в 1978 г. И. П. Вольской [154]. Гранитоиды комплекса слагают массивы (Орильд-жанский, Ясненский, Елнинский и др.) площадью до 850 км² в пределах Умлекано-Орловского ареала Зейско-Амурской ВПЗ. Характерными признаками магматитов комплекса являются: широкое распространение порфировидных (до порфировых) структур, наличие участков микропегматитового строения, высокий идиоморфизм породообразующих минералов, нередко повышенное содержание щелочей, присутствие в диоритах первой фазы моноклинного и ромбического пироксенов в ассоциации с порфиробластами биотита. Значительным распространением пользуются монцонитоиды, которые резко отличаются от диоритов верхнеамурского комплекса высоким потенциалом калия. Химический состав гранодиоритов и гранитов обоих комплексов сходен и характеризуется ведущей ролью натрия в сумме щелочных окислов. По соотношению калийных компонентов петрогенезис комплекса идентичен верхнеамурскому, что подчеркивает общность их происхождения [273]. Магматиты относятся к гипабиссальной монцонит-гранитовой формации. По большей части характеристик они не отличаются от гранитоидов ираканского комплекса Становой ВПЗ. С магматитами первой фазы комплекса связаны рудопоявления золото-серебряной, золото-кварцевой и медно-молибден-порфировой формаций.

Интрузии буриндинского комплекса прорывают раннемеловые гранитоиды верхнеамурского комплекса и вулканиты талданской свиты. Верхняя возрастная граница определяется тем, что они перекрываются позднемеловыми эффузивами галькинской свиты. Основная часть радиологических датировок (К-Аг метод) составляет 92–116 млн лет. Эти данные позволяют датировать породы комплекса ранним мелом.

Меунский комплекс – гранодиориты ($\gamma\delta K_1 m$), диориты (δ), кварцевые диоритовые порфиры ($q\delta\mu$), кварцевые монцодиориты. Выделен в 1980 г. Е. М. Заблочкин. Гранитоиды комплекса слагают многочисленные мелкие (до 20 км²) штоко- и дайкообразные тела, а также дайки в бассейнах рек Меун и Сергилен. Структурно они приурочены к центральной части Сергиленской центрально-кольцевой структуры (западная часть Огоджинского ареала Восточно-Буреинской ВПЗ), а также по ее периферии среди позднепалеозойских гранитоидов.

Центральные части тел сложены равномернозернистыми породами, которые к эндоконтакту сменяются порфировидными (до порфировых) разностями. Гранитоиды комплекса относятся к породам нормального ряда. Натрий преобладает над калием. Петрохимическое родство магматитов с вулканитами бурундинского комплекса свидетельствует о принадлежности их к единой вулcano-плутонической ассоциации. По соотношению $MgO-Al_2O_3$ гранитоиды имеют двойственный мантийно(J-тип) - коровый(S-тип) петрогенезис. С породами комплекса пространственно совмещены литохимические ореолы Au и Ag. Гранитоиды прорывают и ороговиковывают (ширина ореола ороговикования не превышает 300 м) раннемеловые вулканиты бурундинского комплекса. Возраст кварцевых монцодиоритов составляет 109 ± 12 млн лет (Rb-Sr изохрона) [1]. На этом основании и принимается раннемеловой возраст меунского комплекса.

Джелиндаканский комплекс. Вторая фаза – кварцевые монцодиориты ($q\mu K_1 d_2$), кварцевые диориты. Третья фаза – граносиенит-порфиры ($\gamma\xi\pi K_1 d_3$), гранодиорит-порфиры ($\gamma\delta\pi K_1 d_3$), гранит-порфиры. Данные интрузии широко развиты вдоль северного ограничения Станового разлома в Сутамском ареале Становой ВПЗ. Ранее они относились к различным комплексам – удско-зейскому, ираканскому, чильчинскому [283]. В комплекс в 1990 г. Е. М. Заблочким объединены образования, ранее рассматривавшиеся как одна из групп «рудоносных» штоков гранитоидов [194]. В его состав включены штоки: Джелиндаканский, Выходной, Бадис и др. площадью до 10 км², а также более мелкие тела и дайки. Комплекс представлен двумя фазами. Крупные тела сложены породами двух фаз, более мелкие, изолированные тела имеют, как правило, монопородный состав. Для интрузий характерно зональное строение. Так, в штоках Джелиндаканском и Коммунарском эндоконтактовая часть сложена кварцевыми монцодиоритами, а центральная – гранит- и гранодиорит-порфирами. Для гранитоидов комплекса характерны высокая степень раскристаллизованности, массивные текстуры, порфировые и порфировидные структуры, интенсивно проявленные площадные гидротермально-метасоматические изменения (калишпатизация, биотитизация, окварцевание). С джелиндаканским комплексом связаны проявления молибден-порфировой (с золотом) формации. Гранитоиды характеризуются повышенной щелочностью. В породах второй фазы преобладает Na_2O . В магматитах третьей фазы повышено содержание K_2O . Минералогической особенностью является ассоциация основного плагиоклаза и калиевого полевого шпата, присутствие пироксена в умеренно кислых разновидностях, широкое развитие биотита даже в основных породах. Магматиты джелиндаканского комплекса прорывают раннемеловые (апт–альб) вулканиты сэгангринского комплекса. По радиологическим определениям (K-Ag метод) возраст комплекса составляет 122–140 млн лет [194].

РАННИЙ–ПОЗДНИЙ МЕЛ

Ираканский комплекс. Первая фаза – кварцевые монцониты ($q\mu K_{1-2} i_1$), диориты (δ), кварцевые диориты ($q\delta$), гранодиори-

ты ($\gamma\delta$). Вторая фаза — субщелочные лейкограниты ($\text{el}\gamma\text{K}_{1-2}\text{I}_2$), субщелочные граниты ($\epsilon\gamma$), граниты. Выделен в 1964 г. Н. П. Лощаком [69]. В результате проведенного авторами анализа в состав второй фазы комплекса были включены субщелочные гранитоиды, ранее относившиеся к талгыгскому комплексу, которые по петрографическим, петрохимическим, геохимическим характеристикам, а также по металлогенической специализации практически не отличимы от аналогичных пород ираканского комплекса.

Интрузивные тела развиты в бассейнах рек Бомнак, Сугджарикан, Ток, Сивакан, Мульмуга в пределах Бомнакского ареала Становой ВПЗ. Крупные массивы: Токско-Сиваканский (150 км^2), Оролгинский (150 км^2) и Ираканский (400 км^2) расположены в южной части зоны. В основном гранитоиды комплекса слагают многочисленные мелкие штоки, дайкообразные тела, пространственно совмещенные с вулканическими постройками бомнакского вулканического комплекса. Петротипическим считается Ираканский массив, сложенный в основном субщелочными лейкогранитами и гранитами второй фазы.

Характерными чертами пород первой фазы является сиреневатая, часто темно-серая окраска плагиоклаза, повышенный идиоморфизм минералов, наличие шлировидных обособлений темноцветных минералов, что придает породам пятнистый облик. Также отмечается постоянное присутствие пироксена (до 15 %) и высокое (до 30 %) содержание калиевого полевого шпата.

Субщелочные граниты второй фазы обычно мелкозернистые. Содержание биотита в них не превышает 3–5 %, а калиевого полевого шпата достигает 40–45 %. Для гранитов характерны многочисленные миароловые пустоты, выполненные кристаллами дымчатого кварца, наблюдаются микрографические структуры. Широко развиты в гранитах акцессорные минералы: ортит, монацит, оранжит, колумбит, ксенотим, фергусонит. Эндоконтакты тел обычно сложены гранит-порфирами.

Породы комплекса принадлежат к субщелочному ряду калиево-натриевой серии с натриевым типом щелочности, который меняется на калиевый во второй фазе. По основным петрохимическим характеристикам породы ираканского и бомнакского (вулканического) комплексов близки между собой. С магматитами наблюдается парагенетически пространственная связь рудопроявлений золота и молибдена.

Ранне-позднемеловой возраст ираканского комплекса определяется по прорыванию ими раннемеловых вулканитов бомнакского ВК и интрузий тындинско-бакаранского комплекса поздней юры—раннего мела. Гальки субщелочных гранитов, подобных ираканским, наблюдаются в конгломератах калининской свиты позднего мела. Радиологический возраст (К-Аг метод) гранитоидов комплекса составляет 75–126 млн лет [23, 194].

МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На территории листа широко проявлен разнообразный и разнофациальный метаморфизм: региональный прогрессивный ультраметаморфизм, диафторез, динамометаморфизм, контактовый метаморфизм. Сочетание преобразований разных генетических типов зачастую формирует полиметаморфические комплексы. С регрессивными стадиями регионального метаморфизма и заключительными этапами магматизма, преимущественно мезозойского, связаны метасоматиты различных формаций.

Представления о возрасте процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма раннедокембрийских комплексов Алдано-Станового щита и Буреинского массива являются дискуссионными. В пределах Южно-Алданской СБ выделяются древнеалданский мигматит-чарнокитовый комплекс, пространственно связанный с тангракской, гидатской и тырканской гранулитогнейсовыми сериями, на уровне раннего сахарии – нюкелинский комплекс гиперстеновых гранитов, связанный с желтулинской, туксанийской и хайканской сериями. Самыми молодыми являются идюмский комплекс, мигматизирующий метаморфиты Желтулинского, Туксанийского и Тырканского блоков, а также неричинский комплекс – Тангракский и Сутамский блоки. В Становой системе блоков в раннем архее установлено три этапа гранитизации и ультраметаморфизма. С образованиями Дамбукинского, Мульмугинского и Купуринского блоков (дамбукинская, улаканджинская и токская серии) ассоциирует дамбукино-ларбинский эндербитовый комплекс. Плагииграниты древнестанового комплекса гранитизируют метаморфические образования Дамбукинского, Мульмугинского, Купуринского, Зейского и Удско-Майского блоков (чильчинская свита, зейская, пиканская, мульмугинская, купуринская, удско-майская серии), а также Усть-Гилуйского блока Западно-Становой СБ (усть-гилуйская серия). Самым молодым является таксакандинский комплекс, мигматизирующий метаморфиты Мульмугинского и Купуринского блоков (гудынская свита и таксакандинская серия). В пределах Буреинского массива (Октябрьский и Туранский блоки) позднеархейский региональный метаморфизм (елнинская и дягдагейская толщи) сопровождался становием древнебуреинского комплекса.

Регрессивно-метаморфизованные образования Алдано-Станового щита представлены диафторитами зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, бластомилонитами позднеархейского возраста.

Фации метаморфизма приводятся по В. А. Глебовицкому [26].

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ПРОГРЕССИВНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ НИЖНЕКОРОВОГО УРОВНЯ

Эклогит-сланцевые комплексы

Эклогиты и эклогитоподобные породы приурочены к зонам Станового и Сугдjarского глубинных разломов. В виде линз и пачек протяженностью 0,5–10 км они известны как среди образований алдания (токская и гидатская серии), так и среди нижнего сахабория (желтулинская серия). В токсской серии вблизи Сугдjarского разлома [59] они представлены ассоциациями минералов: гранат + клинопироксен + гиперстен + андезин $\pm$ кварц $\pm$ гастингсит (керсутит). Гранат с коэффициентом железистости $f = 66\text{--}73$ содержит 22–27 % пиропового минала, 52–65 % – алмандинового. Клинопироксен высокоглиноземистый ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 4,87\text{--}6,72\%$), соответствует субкальциевому салиту или авгиту с 11–14 % жадеитового компонента. Гиперстен замещается мелкими зернами сапфирина. РТ-условия образования пород: 15 кБар и 840–860 °С. Метаморфический индекс Фроста = 7,6–7,8. В гидатской серии [173] массивные эклогитоподобные породы состава гранат + бурый амфибол + клинопироксен + гиперстен + плагиоклаз (андезин–лабрадор, битовнит) содержат порфириобласты граната и клинопироксена. Клинопироксен (диопсид) содержит 4–5 % жадеитового компонента, характеризуется высокими содержаниями Al_2O_3 , TiO_2 , MnO . Гиперстен по спайности замещается сапфирином. Гранат состоит из 12–22 % пиропового минала, 59–69 % – алмандинового, 18–20 % – гроссулярового. Железистость амфибола $f = 73\text{--}80$. Плотность эклогитоподобных пород 3,15 г/см³.

Метаморфиты желтулинской серии в зоне Станового разлома [35] содержат эклогиты – массивные гигантозернистые породы, состоящие из темно-зеленого омфацита (7,6 % жадеитового минала) и темно-вишневого граната группы пиральспитов с компонентным составом (%): пироп – 37,2, алмандин – 44,5, гроссуляр – 11,1, андрадит – 6,2, спессартин – 1. Минералы находятся в равновесии. Характерна пойкилитовая структура, обусловленная включениями округлых зерен клинопироксена в гранате. Плотность эклогитов 3,27–3,59 г/см³. Здесь же встречены эклогитоподобные породы состава гиперстен + плагиоклаз + магнетит + диопсид. По химическому составу они соответствуют габброноритам. По соотношению известковистости граната и клинопироксена ($C_{\text{гр}}/C_{\text{пи}} = 0,61$) эклогиты близки к алмазосодержащим эклогитовым включениям из трубки «Мир». Температура образования эклогитоподобных пород по гранат-гиперстеновому геотермометру равна 715 °С. Эклогиты диафторированы в амфиболитовой фации. Коэффициент распределения Mg и Fe между гранатом и клинопироксеном ($K_p = 0,32$) характерен для мантийных эклогитов.

Гранулитовые комплексы

Породы, прогрессивно метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, известны в пределах Алдано-Станового щита среди мета-

морфических образований алдания и сахабория. Условия этой фации диагностируются по своеобразным гранулитовым текстурам пород и характерным высокотемпературным ассоциациям минералов. Супракрусальные образования алдания с возрастом протолита до 4,5 млрд лет подвергались неоднократному гранулитовому метаморфизму: в позднем сахабории (2,6–2,9 млрд лет), раннем (1,91–1,94 млрд лет) и позднем (1,88 млрд лет) удокании [66, 67]. Метаморфизм тангракской, токской, гидатской и чогарской серий ($P = 9\text{--}15$ кБар, $T = 840\text{--}1100$ °С), по Л. П. Карсакову [55], соответствует «чогарской фации» глубинности. Метаморфиты дамбукинской, улаканджинской и тырканской серий метаморфизованы в умеренноградиентных фациях: $P = 6\text{--}8$ кБар, $T = 700\text{--}800$ °С. Наиболее низкоградиентные условия границы гранулитовой и амфиболитовой фаций определяются для образований нижнего сахабория (джелтулинская, хайканская и туксанийская серии). Гранулиты подвергались неоднократному регрессивному метаморфизму вплоть до условий зеленосланцевой фации.

Метаморфиты гранулитовой фации представлены гиперстеновыми и двупироксеновыми гнейсами и кристаллосланцами, в которых широко развиты гранат-кордиеритовые и гранат-силлиманитовые ассоциации. В кристаллосланцах присутствуют ассоциации: гиперстен $\pm$ диопсид $+$ $\pm$ плагиоклаз $\pm$ амфибол, гиперстен $+$ шпинель $+$ кордиерит; в гнейсах: гранат $+$ гиперстен $+$ плагиоклаз $+$ кварц $\pm$ биотит, гранат $+$ гиперстен $+$ силлиманит $+$ кварц $\pm$ кордиерит $\pm$ микроклин $\pm$ диопсид. Гиперстен глиноземистых пород магнезиальный ($f = 30\text{--}40$) и высокоглиноземистый ($Al_2O_3 = 11\%$), обнаруживает оптические аномалии (гидатская серия) [173], в железистых кварцитах токской серии [59] соответствует феррогиперстену ($f = 71$). В улаканджинской серии ортопироксен соответствует бронзиту. Диопсид обычно низкожелезистый, в кристаллосланцах дамбукинской серии сосуществует с форстеритом. В сланцах токской серии [59] высокоглиноземистый ($Al_2O_3 = 4,87\text{--}6,72\%$) клинопироксен соответствует субкальциевому диопсиду или авгиту. Амфибол — зеленовато-бурая или бурая роговая обманка, в улаканджинской серии — бледно-зеленая магнезиальная. Биотит — красно-коричневый, оранжево-бурый. Содержание пиропового минала — от 22–27 % (токская серия) до 55–59 % (гидатская серия). Калишпат представлен преимущественно ортоклазом, плагиоклаз — андезином, андезином—лабрадором, в сланцах гидатской серии — до битовнита № 70–80. Возраст гранулитового метаморфизма дамбукинской серии 2224 ± 86 млн лет [246], гидатской серии — 2,3–3,0 млрд лет [100].

Кианитгнейсовые комплексы

Данные комплексы наблюдаются в удско-майской, улаканджинской и зейской сериях [26], породы которых насыщены телами гранитоидов и интенсивно мигматизированы. Парагенезисы пород с широким развитием эпидота и мусковита в условиях высоких температур позволяют предполагать высокое давление воды. В амфиболитах отмечен высокобарический парагенезис кианит $+$ цоизит. На высокобарический харак-

тер метаморфизма (P — до 9–10 кБар) указывают такие особенности минералов, как магнезиально-фенгитовый состав белых слюд, высокое содержание глаукофанового минерала в амфиболах, высокая плотность кристаллических структур минералов и др. Отмечается исключительно кислый состав плагиоклазов при высокой кальциевости сосуществующих гранатов. По оценкам минеральных термометров, температура метаморфизма была довольно низкой: 600–680 °С при необычно высоких давлениях летучих компонентов (H_2O и CO_2). Формирование кианит-гнейсовых комплексов, вероятно, произошло на рубеже архея и протерозоя (2,5 млрд лет).

Глаукофансланцевые комплексы

Глаукофансланцевый метаморфизм проявлен в зонах разрывных нарушений в палеозойских отложениях Амуро-Охотской СС, а также в гонжинской серии раннего протерозоя Буреинского массива. В зеленых сланцах тунгалинской и дугдинской толщ в зоне Южно-Тукурингского разлома отмечены ассоциации: альбит + эпидот + глаукофан, эпидот + винчит + хлорит, хлорит + глаукофан + эпидот, хлорит + стильпномелан + клиноцоизит, альбит + цоизит + хлорит, глаукофан + цоизит + эпидот + хлоритоид ± кварц [196, 218]. Наблюдались зональные зерна амфибола, центральные части которых сложены ярко-синим глаукофаном, а периферические — голубовато-зеленым винчитом. По контуру винчитовой оболочки в диафорических условиях менее низких давлений развивается стильпномелан [196]. Появление винчита и глаукофана, по Н. Л. Добрецову, означает реакцию между альбитом и хлоритом в условиях низких температур и высоких давлений. Нередки обособления пумпеллиита в виде жилок, согласных со сланцеватостью, и в составе миндалинов в метабазах. Зеленые сланцы Зея-Тындинского междуречья [152] в зонах разломов содержат глаукофан (2–10 %), жадеит (1–2 %), пумпеллиит. Часто наблюдаются кварц-глаукофановые ассоциации. В прослоях терригенных сланцев по метапелитам, чередующихся с глаукофансодержащими зелеными сланцами, наблюдаются ассоциации: кварц + альбит + темно-бурый ферро-стильпномелан + бесцветный гранат (5–40 %) ± мусковит ± графит. В мраморах и метабазах, иногда, без связи с интрузиями, присутствует скаполит (1–5 %), что в ассоциации с жадеитом и гранатом свидетельствует об относительно высоких температурах (400–420 °С) преобразований в условиях глаукофан-гранатовой фации метаморфизма (P = 8–10 кБар).

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ПРОГРЕССИВНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ВЕРХНЕКОРОВОГО УРОВНЯ

Полифациальные комплексы андалузит-силлиманитовой серии

Комплексы андалузит-силлиманитовой серии распространены в елнинской и дягдагейской толщах Буреинского массива [112, 218].

В гнейсах чередуются следующие ассоциации глиноземистых минералов и графита: графит + sillimanит + гранат, sillimanит + биотит + гранат, графит + биотит + гранат + sillimanит, фибролит + мусковит + биотит, биотит + гранат + шпинель ± sillimanит ± графит, гранат + ставролит + мусковит + биотит, гранат + ставролит + андалузит. Наличие кордиерита и андалузита позволяет предположить $T = 600\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$. Гранаты елнинской толщи представлены пироп-альмандинами с $f = 56\text{--}62$ и содержанием пиропового минала $35\text{--}39\%$. Наиболее магнезиальные гранаты наблюдаются в кордиеритсодержащих парагенезисах. Обычно гранаты замещены мелкочешуйчатым агрегатом хлорита, мусковита, серпентина и иддингсита. Биотит красно-бурый титанистый, с выделениями сагенита, $f = 48\text{--}51$, или же зеленовато-бурый. Кордиерит преобразован в пинит, sillimanит — призматический или фибролит. Иногда на контакте sillimanита и граната образуются реакционные каемки из шпинели или кордиерит-шпинелевого симплектита. Роговая обманка красно-бурая (титанистая) или зеленовато-бурая.

Полифациальные комплексы кианит-силлиманитовой серии

Данные комплексы развиты в стратонах становия и сахабория (чильчинская, мульмугинская, чимчанская и талгинская свиты, таксакандинская серия и верхняя подсерия купуринской серии), сформированные в условиях эпидот-амфиболитовой фации и низкотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов. Разделить парагенезисы той или иной фации не представляется возможным, как и провести изограды по индекс-минералам. Метаморфизм зональный. Наряду с ассоциациями гранат + sillimanит, биотит + гранат + sillimanит, гранат + кианит + sillimanит, гранат + биотит часто наблюдается критическая ассоциация гранат + кианит + биотит + мусковит. Гранат соответствует альмандину с пироповым миналом $12\text{--}15\%$, биотит красно-бурый, темно-бурый ($f = 47\text{--}65$). Часто присутствуют микроклин ($10\text{--}15\%$) и эпидот, равновесные биотиту. Для амфиболсодержащих пород обычна зеленая роговая обманка. В породах становия отмечается акцессорный ортит. В отложениях чильчинской, талгинской свит и таксакандинской серии среди аксессуариев много сфена. При метаморфизме кианит-силлиманитовых комплексов устанавливается изменение параметров: P — от $4\text{--}5$ до $7\text{--}9$ кБар, T — от 580 до $700\text{--}800\text{ }^{\circ}\text{C}$. Время метаморфизма, вероятно, раннепротерозойское.

Амфиболитовые комплексы

В гранат-силлиманит-биотит-ортоклазовой и гранат-кианит-биотит-ортоклазовой субфациях фации альмандиновых амфиболитов ($P = 6\text{--}8$ кБар, $T = 650\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$) метаморфизованы образования усть-гилюйской серии, нижней подсерии купуринской серии, джигдалинской свиты. В гнейсах обычна ассоциация: кварц + олигоклаз + микроклин + роговая обманка зеленая, голубовато-зеленая + биотит светло-бурый, зеле-

новато-бурый $\pm$ диопсид $\pm$ эпидот (клиноцоизит). В кристаллосланцах присутствуют роговая обманка + андезин $\pm$ биотит $\pm$ гранат. Глиноземистые, часто — графитсодержащие гнейсы редки и присутствуют в виде маломощных прослоев. Среди присутствующих акцессорных минералов преобладает сфен, что с учетом существенно кальциевого диопсида указывает на высокую известковистость исходных пород. Время метаморфизма предположительно позднеархейское.

Полифациальные комплексы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций

Прогрессивный метаморфизм амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций наблюдается в образованиях гудынской свиты и гонжинской серии. Для гнейсов серии [154] характерны следующие минеральные ассоциации: амфиболитовая фация: биотит $\pm$ гранат + плагиоклаз + кварц $\pm$ калиевый полевой шпат; биотит + плагиоклаз + кварц + графит; эпидот-амфиболитовая фация: биотит + мусковит + плагиоклаз + кварц $\pm$ гранат $\pm$ калиевый полевой шпат; биотит + ставролит. В кристаллосланцах распространены ассоциации: амфиболитовая фация — амфибол + плагиоклаз + сфен $\pm$ кварц; амфибол + биотит + плагиоклаз + кварц + сфен + ильменит $\pm$ кальцит; амфибол $\pm$ диопсид $\pm$ плагиоклаз; амфибол + диопсид + плагиоклаз + сфен + ильменит $\pm$ гранат $\pm$ кварц; эпидот-амфиболитовая фация: амфибол + плагиоклаз + эпидот + кварц, амфибол + биотит + эпидот + плагиоклаз. Состав плагиоклаза колеблется от олигоклаза в кварцевых ассоциациях до андезина в бескварцевых. Калишпат представлен как ортоклазом, так и микроклином. Биотит темно-красный, буровато-красный. Амфиболы представлены сине- и буровато-зеленой роговой обманкой, реже куммингтонитом, актинолитом и ферроактинолитом. Гранат бесцветный или бледно-бурый. Он содержит 16–25 % пироповой составляющей, коэффициент железистости 79–86. По гранат-биотитовому геотермометру определены колебания температур метаморфизма гонжинской серии от 575 до 710 °C [154]. Аналогичный минеральный состав характерен и для гудынской свиты [161]. Среди амфиболов преобладает сине-зеленая роговая обманка. Плагиоклазы зональны: от олигоклаза до андезина. В гнейсах обычны ассоциации: плагиоклаз + эпидот + гранат + биотит + кварц, гранат + биотит + мусковит + кварц, гранат + амфибол + биотит + кварц, диопсид + амфибол, амфибол + эпидот + биотит.

Полифациальные комплексы эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций

Данный метаморфизм характерен для образований джелтулакской и сугджарской серий [161, 217], в которых наряду с преобладающими минералами эпидот-амфиболитовой фации: мусковитом, биотитом, ставролитом, андалузитом, гранатом, графитом присутствуют зеленосланцевые ассоциации: хлорит + альбит + серицит $\pm$ кварц, хлорит + сери-

цит + кварц. Условия метаморфизма серий широки: $P = 2,5\text{--}5,5$ кБар, $T = 450\text{--}640$ °С. В эпидот-амфиболитовой фации железистость биотита — 80,1 %, граната — 93,5 %. Состав граната (%): альмандин — 61,7;grossуляр — 19,2; андрадит — 5,6; пироп — 4,9; спессартин — 8,6.

Зеленосланцевые комплексы

Прогрессивному зеленосланцевому региональному метаморфизму подверглись докембрийские образования гарьской и армийской серий Буреинского массива, а также отложения Амура-Охотской СС (от силура до средней юры включительно). Характерной текстурной особенностью сланцев (кроме кристаллизационной сланцеватости) является появление сегрегаций кварцевого и альбит-кварцевого состава («метаморфогенный кварц»). Первичные структуры пород, метаморфизованных в зеленосланцевой фации, обнаруживаются с трудом в докембрийских и силурийско-девонских отложениях и повсеместно — в мезозойских. В гарьской серии [254] наблюдается инверсия метаморфических условий, что вызвано повышением PT -условий от нижней части разреза к верхней и может быть объяснено ее залеганием в автохтоне крупного надвига. В породах нижней части серии определяются следующие минеральные ассоциации: эпидот + хлорит + карбонат + альбит + тальк + серпентит; хлорит + эпидот + карбонат + альбит + кварц; эпидот + хлорит + альбит + кварц. В верхней части обычна голубовато-зеленая роговая обманка и актинолит в неравновесной ассоциации с кальцитом, присутствует ассоциация актинолит + альбит + микролин. Зеленосланцевый метаморфизм проявился, возможно, в конце рифея (710–730 млн лет) на Буреинском массиве, а в пределах Амура-Охотской СС завершился в средней юре (160–170 млн лет).

Протометаморфические комплексы

Преобразования осадочных пород в условиях катагенеза и метакатагенеза (фашиа аспидных сланцев) обычны для ранне-среднепалеозойских отложений Буреинского массива, которые иногда метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Характерными чертами протометаморфических комплексов являются отсутствие равновесных минеральных ассоциаций и отчетливо различимые первичные структуры пород. Для карбонатных толщ венда и нижнего кембрия (чагоянская свита, косматинская толща) протометаморфизм выражен обширной доломитизацией известняков. Цемент в песчаниках — кварц-, известково-серицитовый.

В кварцевых песчаниках и гравелитах мамынской и большеверской свит [189] наблюдается пленочный или регенерационный кварцевый цемент. Цемент песчаников и алевролитов этих свит, а также отложений имачинской, ольдойской и типаринской свит, полуночкинской и орловской толщ имеет кварц-серицитовый и хлорит-гидрослюдистый состав. Протометаморфизм пермских [189] и мезозойских (позднетриасовых и среднеюрских) [170, 254] осадков Буреинского массива выражен

наличием в их цементе светло-, зеленовато-бурой мелкочешуйчатой слюдки. Для мезозойских отложений характерно наличие серовато-белого клинохлора (лейхтенберита).

УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМ

Ультраметаморфические преобразования тесно связаны с формированием архейских гранитных комплексов. Гранитообразование протекало в четыре этапа: 1) алданий — дамбукино-ларбинский эндербитовый и древнеалданский мигматит-чарнокитовый комплексы; 2) становой — древнестановой плагиогранитовый комплекс; 3) ранний сахаборий — нюкелинский комплекс гиперстеновых гранитов гнейсовидных; 4) поздний сахаборий — идюмский лейкогранитовый, неричинский, таксакандинский и древнебуреинский гранитовые комплексы. Время ультраметаморфизма определяется возрастом этих интрузивных комплексов. Мигматизация и гранитизация проявлена в стратонах соответствующих возрастных уровней. С ультраметаморфизмом сопряжены процессы кремне-щелочного и железо-магниевого метасоматоза.

Алданский этап ультраметаморфизма. В описанных выше районах регионального метаморфизма гранулитовой фации широко распространены породы гранитоидного состава, обладающие минералогическим и структурным сходством с ассоциирующими с ними метаморфитами тангракской, гидатской, дамбукинской, улаканджинской и токсской серий. В Тангракском и Сутамском блоках распространен древнеалданский комплекс, в Дамбукинском, Мульмугинском и Купуринском блоках — дамбукино-ларбинский комплекс. При гранитизации происходит привнос Si и K, вынос Fe, Ca, Mg, Ti. В гранитах обнаруживаются следующие ассоциации: гиперстен + плагиоклаз (андезин, олигоклаз) + кварц + микроклин-пертит; биотит буровато-зеленый мелкочешуйчатый + амфибол сине-зеленый + плагиоклаз-пертит + микроклин-пертит + кварц; биотит буровато-зеленый + клиноцоизит + плагиоклаз-пертит + микроклин + кварц. Сохраняются скиалиты и реликтовые минералы гранулитового субстрата. С мигматизацией связано образование послойных, реже — ветвистых и теневых мигматитов, состав которых не зависит от состава вмещающих пород. Между гранитами и гнейсами наблюдаются постепенные переходы. В метатекте часто встречаются реликты минералов субстрата. Наиболее поздние генерации ультраметаморфогенных преобразований представлены порфиробластовыми мигматитами. Порфиробласты представлены розовым микроклином.

Становой этап ультраметаморфизма связан с формированием гранитоидов древнестанового комплекса и выражен в образовании гранитогнейсовых куполов и мигматитов разнообразной морфологии, вплоть до теневых. В качестве примера можно привести Кудули-Хаимканский купол [284], где интенсивно проявлена гранитизация чильчинской свиты. В начале гранитизации в гнейсах появляются линзовидные и штрихпунктирные сегрегации крупночешуйчатого биотита, скопления зерен кварца и плагиоклаза. Иногда образуется узловатая текстура, обусловленная наличием крупных (1–2 см) порфиробластов плагиоклаза. В гра-

нитизированных породах сохраняются первичные текстуры и структуры. С гранитизацией связана деанортитизация плагиоклаза, образование калишпата и окварцевание, вплоть до образования альбит-кварцевых метасоматитов. Калий привносится на заключительной стадии гранитизации в незначительных количествах. Одновременно происходит вынос Са и Fe с образованием кальцит-гранат-амфиболовых скарноидов, минералы которых характеризуются высокой железистостью. Коэффициент железистости для амфибола — 69, для граната — 96,6. Компонентный состав граната (%): альмандин — 49,0, гроссуляр — 46,21, спессартин — 2,86, пироп — 1,82, уваровит — 0,1 [173].

Продуктом раннесахаборского этапа ультраметаморфизма является нюкединский комплекс гиперстеновых гранитов. Контакты с вмещающими образованиями расплывчатые, через зону послонных, ветвистых и теневых мигматитов. На начальной стадии гранитизации в породах субстрата происходит зональная деанортитизация плагиоклазов. В гранитах наблюдается множество скиалитов и ксенолитов вмещающих пород, реликты минералов субстрата: гранат, гиперстен, амфибол. Характерными минералами являются микроклин-пертит, плагиоклаз — антипертит с вростками микроклина (30—50 %). В гранитах отчетливо наблюдается привнос К и Si и вынос Са и Mg с образованием шпинель-форстерит- и диопсид-карбонатных метасоматитов.

Позднесахаборский этап выражается образованием послонных мигматитов и «очковых» текстур с порфиробластами решетчатого микроклина размером до 3—5 см.

РЕГРЕССИВНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ (ДИАФТОРЕЗ)

Структурные преобразования регрессивного метаморфизма проявлены в зонах региональных разломов и сопряжены с проявлениями динамометаморфизма. В зависимости от степени метаморфизма субстрата в одной тектонизированной зоне можно наблюдать диафториты различных фаций: амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой.

Амфиболитовая фация диафтореза развита по гранулитам алдания. Как правило, диафторез протекает в высокоградиентных субфациях с появлением вторичного кианита или кордиерита. Бронзит псевдоморфно замещается бледно-зеленой магнезиальной роговой обманкой. Гиперстен обрастает кордиерит-шпинелевыми симплектитам или замещается сине-зеленой роговой обманкой и зеленовато-бурым биотитом. Диопсид и бурая роговая обманка замещаются сине-зеленой, голубовато-зеленой роговой обманкой. Форстерит преобразуется в серпентин-хондродит-доломит-кварцевый агрегат. Происходит деанортитизация плагиоклаза с постепенным превращением лабрадора и андезина — лабрадора в олигоклаз. Гранат корродируется агрегатами: биотит + кианит, сине-зеленый амфибол + магнетит + кварц, плагиоклаз + кварц, биотит + плагиоклаз. Иногда розоватые зерна пиральспита обрастают каймой бесцветных мелкозернистых гранатов с меньшим показателем преломления и более низким содержанием пиропового минала. Силлиманит превращается в кианит.

Эпидот-амфиболитовая фация диафтореза, кроме развития по метаморфитам алдания в зонах разломов, имеет площадное распространение в супракрустальных образованиях становия. Конечными продуктами диафтореза являются сланцы: слюдистые — по глиноземистым гнейсам и зеленые — по metabазитам. В них присутствуют следующие равновесные ассоциации: эпидот + актинолит + сфен + кварц, мусковит + кианит + хлорит + кварц, биотит буровато-зеленый + мусковит + кварц, хлорит + эпидот + альбит + кварц + мусковит + биотит буровато-зеленый ± гематит. Красно-бурый биотит преобразуется в зеленовато-бурый. Кианит преобразуется в мелкочешуйчатый мусковит, амфибол — в цоизит и бесцветную лучистую роговую обманку со следующим компонентным составом (%): гастингсит — 60, актинолит — 25, эденит — 15. Сине-зеленая и буровато-зеленая роговая обманка обрастает эпидот-плагиоклазовой симплектитовой каймой. Силлиманит превращается в фибролит.

Зеленосланцевая фация диафтореза наложена как на метаморфизованные образования, так и на диафториты эпидот-амфиболитовой фации. Как правило, зеленосланцевый диафторез не приводит к полнопроявленным породным преобразованиям.

С ними связаны следующие изменения. Биотит и сине-зеленая роговая обманка замещаются хлоритом, эпидотом, клиноцоизитом, лейкоксеном, гематитом. Андезин сосюритизируется, кислые плагиоклазы замещаются серицитом и альбитом. Калишпаты пелитизируются. Графит преобразуется в землистое углистое вещество, флогопит — в пеннин, кордиерит — в пинит. Появляются ассоциации: пиррофиллит + кварц, серицит ± хлорит + кварц, серицит + хлорит + альбит + кварц, хлорит + альбит + клиноцоизит + кварц. В глаукофансланцевых комплексах глаукофан замещается пумпеллиитом и стильпномеланом, гранат — эпидотом и хлоритом, а также биотит-хлорит-серицит-гематитовым агрегатом.

ДИСЛОКАЦИОННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Данный тип метаморфизма проявлен в развитии низкотемпературных бластомилонитов, контролирующих зоны разломов различного простирания. В пределах Амуро-Охотской СС интенсивно проявлены кливаж разлома, пloidчатость, кинк-зоны и будинаж. Последний особенно распространен в Селемджино-Кербинской СФЗ и Унья-Бомской подзоне.

Динамометаморфиты зон разломов ($dmAR_2^2$) связаны с позднеархейскими тектоно-магматическими процессами и представлены диафторитами, бластомилонитами эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (слюдяные и амфиболовые сланцы, микрогнейсы). Дислокационный метаморфизм и диафторез проявились главным образом вдоль долгоживущих разломов близширотного, северо-западного, северо-восточного простирания. Бластомилонитизации и диафторезу подверглись позднеархейские туксанийская и чогарская серии, майско-джанинские метагабброиды Чогарского блока.

По меланократовым породам развиты мелкозернистые темно-серые рассланцованные биотит-амфиболовые, часто с эпидотом, бластомило-

ниты по гнейсам и гранитоидам — эпидот-биотитовые и биотит-мусковитовые. Интенсивность изменения исходных пород при диафторезе зависит от степени их бластомилонитизации и от расстояния до разлома. Наиболее интенсивно эти процессы проявились в зонах Станового и Удыхинского разломов. Ширина выходов динамометаморфитов здесь достигает 1–5, иногда 7 км, протяженность — до 40 км. Зоны динамометаморфизма и диафтореза залечиваются интрузивными телами раннепротерозойских и меловых гранитоидов. Являются вмещающими для золотого, молибденового, уранового оруденения и проявлений графита. Возраст динамометаморфитов зон разломов принят позднеархейским [209], но не исключен и раннепротерозойский возраст [164].

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Результатом контактового метаморфизма является образование роговиков и ороговикованных пород на контактах с палеозойскими и мезозойскими интрузивными комплексами. В эндоконтактовой части интрузий часто наблюдается изменение структурно-текстурных особенностей пород, их химического состава. Формируются гибридные породы — эндоконтактовая фация кварцевых диоритов тындинско-бакаранского комплекса. Метаморфизм протекал при высоких (300–800 °C) температурах и низких давлениях небольших (не более 10 км) глубин. Масштабы ороговикования зависят от размера интрузивов, а минеральный состав роговиков — от состава магматических и вмещающих пород.

На контакте с габброидами пиканского комплекса песчано-алевритовые толщи девона и нижнего карбона преобразованы в андалузитовой субфации амфибол-роговиковой фации и превращены в узловатые биотитовые и андалузитовые роговики. Ширина контактового ореола достигает 1 км [218]. Породы типаринской свиты на контакте с гранодиоритами урушинского комплекса в зоне 150–200 м превращены в сливные кварц-биотит-альбитовые и кварц-кордиеритовые роговики (амфибол-роговиковая фация) [152]. Гранитоиды октябрьского комплекса ороговиковывают метапелитовые филлитовидные сланцы армейской серии, в которых развиваются порфиروبласты хиастолитового строения и мелкочешуйчатая биотитоподобная слюдка. Породы приобретают узловато-пятнистую текстуру. Метаморфизм соответствует андалузитовой субфации амфибол-роговиковой фации [179]. Андезиты и риолиты манегрской толщи в экзоконтакте с гранитами буреинского комплекса обогащены розетками красно-бурого, темно-бурого биотита (амфибол-роговиковая фация) [189]. Осадочно-вулканогенные отложения бомнакской свиты на контакте с гранитами ираканского комплекса изменены в мусковит-роговиковой фации. Ширина контактово-метаморфизованной зоны 100–150 м. Роговиковые минералы представлены кумулобластовыми агрегатами серицита, хлорита и зеленовато-бурого биотита [203].

Термальному метаморфизму на контакте с субщелочными гранит-порфирами магдагачинского комплекса подвергались отложения ускалинской свиты [170]. На расстоянии до 250 м от контак-

та встречены пятнистые полевошпат-кварцевые роговики. Агрегаты полигональных зерен кварца и альбита чередуются с агрегатами мелкочешуйчатого бледно-бурого биотита. В известковистых прослоях появляются мелкопризматические актинолит и тремолит. По появлению этих минералов предполагается температура экзоконтакта 500–600 °С.

На контактах архейских гнейсово-кристаллосланцевых толщ и массивов гранодиоритов тындинско-бакаранского комплекса часто наблюдаются лампрофироподобные породы, состоящие из игольчатой роговой обманки, биотита, плагиоклаза, сфена и высокотемпературного апатита [173]. В экзоконтактовой зоне уменьшается железистость амфиболитов. При термальных воздействиях на архейские карбонатные породы образуются кальцифиры и скарноиды.

Карбонатные породы раннепротерозойской гарьской серии на контакте с гранитоидами тырмо-буреинского комплекса скарнированы. Скарны – массивные или полосчатые пятнисто окрашенные породы, состоящие из диопсида, граната, тремолита и эпидота в переменном количестве. Иногда присутствуют форстерит, кварц. В скарнах расположены магнетитовые руды Гаринского, Красиловского и Мухинского железорудных месторождений. Присутствуют диопсид-скаполитовые скарны.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Кремне-калиевый метасоматоз (фельдшпатизация), связанный с процессами ультраметаморфизма, характеризуется привнесом и накоплением SiO_2 , Al_2O_3 и K_2O и выносом Fe, Mg и Ca. В связи с этим в сопряженных зонах переотложения проявлен основной (железо-магний-кальциевый) метасоматоз.

На начальной стадии кремне-калиевого метасоматоза гнейсы и кристаллические сланцы обогащаются кварцем и микроклином. Микроклин часто образует порфировобласты размером до 35 см (по длинной оси). В дальнейшем формируются кварц-альбит-микроклиновые и кварц-микроклин-альбитовые метасоматиты, глиноземистые и гранатсодержащие кварциты. На заключительной стадии формируются мономинеральные кварциты.

Натриевый метасоматоз, выражающийся в скаполитизации пород, проявлен локально. Пироксениты лучанского комплекса и вмещающие их кальцифиры содержат гнездовую вкрапленность скаполита и метасоматические жилы мощностью 10–15 см эпидот-скаполитового состава.

Серпентинизация наиболее широко проявлена в депских гипербазитах [222]. Гарцбургиты и лерцолиты нацело серпентинизированы. По пироксенам развит пластинчатый бастит, по оливину – петельчатые обособления серпентина. В зонах разломов серпентиниты сложены микропластинчатым лизардитом и скрытоволокнутистым хризотилом. Дуниты замещены хризотилом с небольшим количеством антигорита. Вторичная серпентинизация проявлена прожилками хризотил-асбеста.

Лиственнитизация [222] отмечается среди гипербазитов Депского массива в тектонических зонах. Состав лиственнитов: кварц + фук-

сит + кальцит + магнезит + хромит. В краевых частях зон лиственитизации присутствуют тальк-карбонатные породы.

Березитизация наблюдается в раннемеловых кислых вулканических и гипабиссальных интрузивных породах. Новообразованные минералы представлены альбитом, серицитом, кварцем, пиритом. С березитизированными породами связаны проявления золота и полиметаллов с сопутствующими вольфрамом, молибденом и серебром.

Пропилитизация широко проявлена в юрских и раннемеловых вулканитах среднего состава джелонской свиты, талданского, бурундинского, поярковского, бомнакского и сэгангринского ВК, а также в диоритах бурундинского комплекса. Первичные породы сохраняют свой облик, текстуру и структуру. Изменения выражаются лишь в метасоматическом замещении минералов эпидот-хлорит-альбитовой фации пропилитов. Пропилиты и пропилитизированные породы имеют зеленовато-серый цвет. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, альбитом, кальцитом, брейнеритом, серицитом, иногда — актинолитом и тремолитом.

Аргиллизация характерна для раннемеловых вулканитов кислого состава. Она, как правило, сопряжена с зонами березитизации и пропилитизации и выражена в осветлении пород, пелитизации полевых шпатов, серицитизации и перекристаллизации основной массы. Часто в аргиллизитах присутствуют прожилки халцедоновидного кварца, адуляра.

Вторичные кварциты приурочены к жерловой части раннемеловых вулканов сэгангринского, бомнакского и талданского комплексов. На площади известны диккитовые, диаспор-диккитовые, корундовые, андалузитовые, серицит-адуляровые кварциты. Во вторичных кварцитах, как правило, наблюдается халцедон, опал, кварц, прожилки кальцита. Текстуры пород — гребенчатые, фестончатые, реже массивные. С вторичными кварцитами связаны проявления золото-серебряной формации.

ТЕКТНИКА

Рассматриваемая территория включает фрагменты двух геоблоков [64] — Алдано-Станового и Амурского, унаследованно развивавшихся в течение длительного времени — от позднего докембрия до мезозоя. Северная часть листа относится к Алдано-Становому геоблоку (щиту) и сложена преимущественно структурами нижнедокембрийского кристаллического фундамента Сибирской платформы.

На юге расположен Амурский геоблок (Буреинский массив), представляющий собой сложное сочетание различных по размеру блоков и выступов кристаллического фундамента, фрагментов складчатых структур. Некоторыми исследователями [205] выходы раннедокембрийского фундамента геоблока рассматриваются в качестве фрагментов единого континента — Палеоамурии. Кристаллический фундамент был дезинтегрирован в конце раннего протерозоя и впоследствии отдельные его части неоднократно раскалывались, раздвигались, сдвигались, поднимались и опускались, поэтому распространенные в пределах Буреинского массива позднепротерозойские и фанерозойские структурно-формационные комплексы одними исследователями относятся к платформенному чехлу, а другими — к наложенным образованиям.

В конце протерозоя, в результате раздвиговых деформаций, на границе Буреинского массива и Алдано-Станового щита, на коре, близкой к океанической, была заложена узкая, протяженная близширотная структура типа эвгеосинклинального трога — Амуро-Охотская СС, в пределах которой активная раздвигово-сдвиговая обстановка продолжалась до триаса—ранней юры. Здесь проявились байкальский, каледонский, герцинский и тихоокеанский тектонические циклы. В результате этих процессов складчатая система приобрела чешуйчато-надвиговое строение.

Начиная с перми, все консолидированные структуры вовлекаются в процесс тектоно-магматической активизации, в результате которой формируются наложенные орогенно-активизационные структуры — седиментогенные, плутоногенные и вулканогенные. При этом унаследованно сохраняется делимость на крупные блоки. Алдано-Становому и Амурскому геоблокам соответствуют одноименные области активизации с характерными отличительными чертами. В юре—мелу на обе области активизации наложился протяженный Восточно-Азиатский [205] вулканогенно-плутоногенный мегаареал северо-восточного простирания. На границах областей активизации образуются периферические прогибы, для которых характерно двучленное строение разрезов. В низах преобладают морские, а в верхах — пресноводные терригенные отложения.

В позднем мезозое—кайнозое сформировались близширотные и близмеридиональные рифтогенные системы.

Разломная тектоника площади очень сложная. Здесь наблюдается сочленение крупнейших структур и процессы блокового раздробления. Заложение новых и обновление древних разломов происходило на протяжении всей истории геологического развития, достигая максимума в раннепротерозойскую и мезозойскую эпохи. Среди разломов выделяются главные — региональные сложного строения, в том числе — надвиги, шарьяжи, сбросы, взбросы, сдвиги, также второстепенные с аналогичной разнообразной морфологией. Главные разломы, как правило, долгоживущие и по глубине заложения относятся к мантийным и коровым. Второстепенные разломы — коровые. Отдельные разломы группируются в системы и зоны разломов, среди которых выделяются близширотные, близмеридиональные, северо-западные и северо-восточные. Среди близширотных зон разломов необходимо выделить Становую, разграничивающую Становую и Алданскую СБ, Северо-Турунскую, отделяющую Становую СБ от Амуро-Охотской СС, Южно-Турунскую, ограничивающую Амуро-Охотскую СС с юга. Северо-западные зоны, как правило, разграничивают блоки кристаллического фундамента Алдано-Станового щита. Среди зон разломов близмеридионального простираения наиболее значительными являются Западно-Туранская, ограничивающая с запада Туранский блок. Восток-северо-восточные сдвиги (Зейский, Ольгинский, Нинни-Сагагаянский, Улигданский и Селемджинский) являются самыми молодыми.

Структуры Алдано-Станового щита Сибирской платформы

Алдано-Становой щит является крупнейшим выступом фундамента Сибирской платформы. На юге он граничит с фанерозойской Амуро-Охотской СС, входящей в состав планетарных структур Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов. Щит имеет сложное тектоническое строение, которое до настоящего времени изучено недостаточно. Определяющим в тектонике является блоковая структура. Блоки, ограниченные крупными разломами, сложены разновозрастными метаморфическими и интрузивными формациями нижнего докембрия. Зоной Станового глубинного разлома щит разделен на две части — северную, представленную Южно-Алданской СБ, и южную, включающую Становую СБ. Последняя по Желтулакскому разлому граничит с Западно-Становой СБ. В состав Южно-Алданской СБ входят Тангракский, Сутамский, Желтулинский, Туксанийский и Тырканский блоки; в состав Становой СБ — Дамбукинский, Мульмугинский, Купуринский, Зейский, Удско-Майский и Чогарский блоки. Западно-Становая СБ представлена Усть-Гилюйским блоком. В строении щита выделяются ранне- и позднеархейские и раннепротерозойские структуры. Архейские структуры сформированы в результате трех крупных тектонических этапов, каждый из которых включал осадконакопление, складчатость, метаморфизм и гранитообразование.

Структуры первого этапа сложены образованиями алдания. Породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации широкого диапазона

давлений и температур. Складчатость сложная, с множеством разломов, в том числе соскладчатых. Преобладают брахиформные антиклинории близмеридионального—северо-западного простирания, между которыми расположены более узкие и сложноустроенные синклинории. В синклинориях резко возрастает насыщенность раннескладчатыми гранитоидами. Позднескладчатые гранитоиды тяготеют к ядрам антиклинорий. Крылья антиклинорий прямые и опрокинутые, шарниры ундулируют в различных направлениях, но в большинстве таких структур установлены периклинальные части. Антиклинории часто ограничены более поздними разломами и рассматриваются как блок-антиклинорные выступы.

Структуры второго этапа формирования фундамента сложены породами становия, супракрустальные образования которого метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации высоких температур и давлений. В Становой СБ участки, сложенные метаморфическими образованиями, имеют структуру складчатых овалов, которые характеризуются сложным сочетанием куполовидных складок при максимальном проявлении процессов гранитизации. Дамбукинский блок представляет собой обращенный антиклинорий, вытянутый к северо-западу. В приосевой его части развиты куполообразные, реже чашевидные складки. На крыльях они сменяются более сжатыми, асимметричными, наклоненными к ядру структурами. Смещения по многочисленным разломам усложнили структуру блока, придав ей чешуйчато-надвиговый облик. Часть разломов, вероятно, имеет соскладчатую природу, в результате чего наблюдаются структуры, облекающие юго-восточное замыкание антиклинория. Данные структуры имеют линейную или овально-купольную форму протяженностью до первых десятков километров при ширине до 10 км. Углы падения меняются в широких пределах [118, 128]. Породы Мульмугинского блока образуют систему складок восток-северо-восточного простирания, срезанную Сугджарским разломом. Местами простирание пород изменяется на северо-западное и меридиональное. Купуринский блок представляет собой сложнопостроенный синклинорий, конформный в общих чертах к тектоническим ограничениям. В нем наблюдаются складки северо-восточного и северо-западного простираний. Вытянутая к северо-западу часть синклинория в верховьях р. Ток осложнена чашевидной структурой с поперечником до 40 км. Юго-восточнее пакет складок более сжат и вытянут. В местах пересечения с северо-восточными поперечными складками он осложнен изометричными структурами шириной до 10—15 км. В южной части синклинория возрастает амплитуда северо-восточных складок, которые вдоль Чогарского блока становятся продольными. Продолжение северо-западных складок здесь выражено соответствующими расширениями и сужениями ядра. На сочленении разнонаправленных структур синклинория наблюдается множество куполовидных и чашевидных складок, разбитых на блоки в зоне долгоживущего Таксакандинского разлома. В целом вдоль оси синклинория преобладают плавные брахимальные формы, а по периферии усилена сжатость складок. В зонах разломов наблюдается интенсивное смятие мигматитов в изоклинальные складки с разрывом сплошности, а также многочисленные интрузии метагабброидов, гнейсовидных диоритов и гранодиоритов. В Западно-Становой СБ толщи становия образуют се-

рию сопряженных открытых синклиналей и антиклиналей запад-северо-западного простирания.

Троговые структуры третьего этапа (сахаборий) локализованы вдоль зон крупнейших разломов субширотного и северо-западного простирания (Становой, Сугджарский, Таксакандинский и др.). Породы в пределах трогов метаморфизованы в условиях низких ступеней амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Здесь наблюдается равномерное распределение положительных и отрицательных складок. Интенсивно развита изоклиная складчатость. Между складчатыми структурами широко развиты магматогенные. Это цепочки мелких интрузий габброидов и мигматит-плутоны, локализованные в зонах сочленения крупных тектонических структур.

Между северной и южной частями Алдано-Станового щита расположена Каларо-Джугджурская граничная структура включающая зону Станового структурного шва [26, 59 и др.]. В результате проявления надвигово-чешуйчатой тектоники здесь наблюдается совмещение блоков, линз, чешуй разновозрастных метаморфических комплексов Южно-Алданской и Становой системы блоков.

В Становой СБ протерозойские структуры представлены фрагментами шовных зон, в пределах которых сохранились вулканогенно-терригенные образования, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой–зеленосланцевой фации (желтулакская, сугджарская серии). Шовные зоны представляют собой зоны смятия, разбитые на мелкие линзовидные блоки. Первичная складчатая структура, за исключением отдельных участков, не сохранилась. Устанавливается лишь общее простирание складок, согласное с простиранием зон. Складки сжатые, линейные, с падением крыльев 50–80°. Зоны смятия сложены бластомилонитами, филлонитами, рассланцованными породами. Среди них выделяются крутопадающие и пологие структуры. Пологие зоны фиксируются широким развитием метасоматически преобразованных тектонитов. Вдоль зон смятия формируются мобилизат-плутоны таксакандинского и тукурингского комплексов, становлению которых предшествовало внедрение интрузий основного и ультраосновного составов, в том числе дифференцированных.

Следы платформенного структурообразования, сохранившегося только в северо-восточной части территории, развиты весьма ограниченно и представлены терригенно-карбонатными отложениями учурской серии нижнего рифея. Залегание пород в сохранившихся фрагментах субгоризонтальное, реже наклонное (до 15–30°) вблизи разрывных нарушений. Породы раннего рифея образуют пологие субширотные складки с размахом крыльев до 100 м, углами падения 3–10° [74].

Структуры Буреинского массива

Буреинский массив расположен южнее Амуро-Охотской СС, от которой отделен Южно-Тукурингской зоной разломов. Серией тектонических нарушений северо-восточного и близмеридионального простираний массив разделен на Гонжинский, Октябрьский и Туранский блоки. Массив представляет собой чрезвычайно сложно построенное

гетерогенное сооружение, тектоническая природа которого до настоящего времени является предметом дискуссий. Фрагменты докембрийского кристаллического фундамента массива представлены позднеархейскими и раннепротерозойскими стратифицируемыми и интрузивными образованиями. К структурам деформированного чехла относятся рифейско-вендско-нижнекембрийские структурно-вещественные комплексы и палеозойские осадочные отложения Ольдойско-Сагайской СФЗ и Норско-Сухотинского наложенного прогиба. Окончательная консолидация массива наступила после интенсивной позднепалеозойской магматической активности, с которой связано становление большеобъемных гранитоидных плутонов и формирование верхнетриасово-юрских прогибов — Верхнеамурского и Делского.

Верхнеархейские метаморфические комплексы гнейсовой формации, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, и интрузивы гранитовой формации слагают несколько крупных выступов фундамента. В пределах Октябрьского блока складчатые структуры представлены куполовидными складками с пологими (в основном 10–30°) углами падения крыльев. Крупные (10–15 км в поперечнике) складки осложнены более мелкими, среди которых наблюдаются изоклинальные и опрокинутые складки шириной в первые метры. В Туранском блоке наблюдаются фрагменты складчатых структур, которые представляют собой ксенолиты в телах орогенных гранитоидных массивов. Простираение структур меридиональное с отклонением к северо-восточному, протяженность до десятков километров.

Нижнепротерозойские структуры преимущественно плутоногенные. В обрамлении Гонжинского выступа наблюдаются реликты шовных зон, в которых развиты вулканогенно-терригенные образования, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. В пределах Октябрьского блока отмечаются фрагментарные выходы терригенно-вулканогенных образований, метаморфизованных в зеленосланцевой фации.

Рифейские структуры Норско-Сухотинской зоны сложены карбонатно-вулканогенно-терригенными отложениями армейской серии (неглинская и дагмарская толщи). Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Они слагают ксенолиты среди более поздних гранитоидов. Фрагменты складчатых структур представлены небольшими синклиналями и антиклиналями. Наиболее крупная синклинальная структура наблюдается в бассейне нижнего течения р. Селемджа. Синклиналь асимметрична, простирается в широтном направлении на расстояние 45 км, при ширине не менее 25 км. Углы падения южного крыла 30–60°, северного 65–80°. Складки более высоких порядков, шириной до 50 м, ориентированы согласно простираению крупных структур, имеют крутые (70–85°) до вертикальных углы падения осевых плоскостей или запрокинуты к юго-востоку. Иногда в породах отмечаются гофрировка и складки волочения.

Венд-нижнепалеозойский структурный этаж включает карбонатно-терригенные и вулканогенные образования и плутоногенные гранитоиды раннего палеозоя (кивилийский, октябрьский и суларинский комплексы), локализованные в пределах Октябрьского и Туранского блоков Буреинского массива. Венд-нижнекембрийские и ордовикские отложе-

ния сохранились фрагментарно. В пределах наиболее крупного выхода (в бассейне р. Зея) породы чагойанской и сухарниковской свит образуют антиклинальную складку. Углы падения слоев на ее крыльях составляют $60-90^\circ$, иногда наблюдается опрокинутое залегание. Дополнительная мелкая складчатость и плейчатость особенно характерна для тонкослоистых мраморизованных известняков.

Палеозойско-нижнемезозойский структурный этаж включает силурийско-девонские отложения Норско-Сухотинского прогиба, нижнекаменноугольные и пермско-нижнетриасовые осадочные и вулканогенные образования Октябрьской и Туранской зон и плутогенные габбро-гранитоидные комплексы позднего палеозоя—раннего мезозоя. Терригенный формационный комплекс Норско-Сухотинского прогиба суммарной мощностью более 7000 м представлен силурийскими и девонскими отложениями. Складчатые дислокации имеют северо-восточное простирание, изменяющееся вблизи Улигданского разлома на запад—северо-запад. Отложения силура образуют протяженные брахисинклинали с углами падения крыльев $20-30^\circ$, реже отмечается более крутое падение (до $50-75^\circ$), возможно связанное с перемещениями по разломам. Мелкая складчатость не характерна. Девонские образования, судя по сохранившимся фрагментам, сравнительно слабо дислоцированы. Так, в верховьях р. Джелтулак (северо-запад прогиба) отложения полуночкинской и орловкинской свит залегают монокинально, падая на север—северо-запад под углами $10-30^\circ$. Позднепалеозойские гранитоиды Туранской и Октябрьской зон слагают, по видимому, единый батолит, местами сравнительно малоэродированный. Между Нинни-Сагаянским и Улигданским разломами характерна северо-западная ориентировка плутона, параллельная простиранию Южно-Тукурингского разлома. Иную структурную позицию занимают позднепалеозойские гранитоиды южнее Улигданского разлома. Они слагают удлиненные массивы, ориентированные в юго-западном направлении. В Октябрьской зоне нижнепермский—нижнетриасовый вулканогенно-плутогенно-осадочный комплекс сложен терригенными отложениями адамихинской свиты и вулканогенными породами манегрской толщи. Интрузивные образования представлены магматитами сиенит-лейкогранитовой формации харинского комплекса.

Ольдойско-Сагаянская зона включает терригенные образования девона и нижнего карбона общей мощностью около 3000 м. Они слагают антиклиналь широтного простирания со слабоундулирующим шарниром, крутопадающими крыльями и почти вертикальным залеганием осевой плоскости. Ядра осложняющих синклинальных складок образованы нижнекаменноугольными отложениями, углы падения крыльев $45-65^\circ$. Среди малых форм преобладают крутые асимметричные нормальные складки шириной до нескольких сот метров. Оси складок ориентированы в субширотном направлении.

Структуры Амуро-Охотской складчатой системы

Амуро-Охотская СС вытянута в субширотном направлении и ограничена региональными разломами — Северо-Тукурингским на севере и

Южно-Тукурингским на юге. Активная раздвигово-сдвиговая обстановка продолжалась здесь до триаса—ранней юры, охватывая ранне- и среднегерцинский и тихоокеанский тектонические циклы. В результате Амуро-Охотская система приобрела чешуйчато-надвиговое строение. По особенностям геологического строения в ее пределах выделяются Янкано-Джагдинская и Селемджино-Кербинская СФЗ. Янкано-Джагдинская СФЗ представлена Долбырь-Тунгалинской, Туксанийской, Ланской, Унья-Бомской и Малотындинской подзонами и выполнена мощными комплексами кремнисто-вулканогенно-терригенных образований. В ее составе ведущая роль принадлежит отложениям среднего и верхнего палеозоя, метаморфизованным в фации глаукофановых и зеленых сланцев. Нижняя часть разреза палеозойских образований отвечает вулканогенно-кремнисто-черносланцевой формации, средняя — кремнисто-спилит-диабазовой, верхняя — терригенно-песчаниково-алевролитовой и известняково-песчаниковой. Завершают разрез зоны верхнетриасово-нижне- и среднеюрские отложения, метаморфизованные в филлитовой и зеленосланцевой фациях, кремнисто-вулканогенно-черносланцевой и флишоидной формаций. Интрузивные образования представлены раннепермскими магматитами пиканского комплекса габбро-плагиогранитовой формации. Интенсивный дислокационный метаморфизм и редкие находки органических остатков затрудняют расшифровку возраста и структуры зоны.

Селемджино-Кербинская зона (Токурская подзона) объединяет метаморфизованные в филлитовой и зеленосланцевой фациях вулканогенно-терригенные образования нижнего и среднего карбона, а также алевролитово-песчаниковые отложения средней юры.

Раннегерцинский (силурийско-девонский) структурный этаж Амуро-Охотской СС образован кремнисто-вулканогенно-терригенным формационным комплексом Долбырь-Тунгалинской подзоны, в пределах которой стратифицированные образования метаморфизованы до фации филлитов и интенсивно дислоцированы. Мощность отложений свыше 4000—5000 м. Наблюдаются как первичные складчатые структуры, так и наложенные деформации в связи с приуроченностью к Джагдинской зоне смятия [45, 62]. Складчатые структуры первого порядка (крупная Нягдинская антиклиналь и сопряженная с ней синклиналь) характеризуются плавным погружением шарниров на восток-юго-восток и умеренным (30—40°) падением крыльев. Эти структуры осложнены складками более высоких порядков шириной до 30—70 м. На крыльях преобладают изоклиналильные складки и складки волочения. В сводовых частях наблюдаются остроугольные складки, близкие к изоклиналильным, узкие, с вертикальным, наклонным или почти горизонтальным залеганием осевой плоскости.

Позднегерцинские (каменноугольно-пермские) структуры в Амуро-Охотской СС развиты в Туксинской, Ланской и Токурской подзонах. В Туксинской подзоне вулканогенно-терригенный комплекс включает отложения верхнего карбона—нижней перми общей мощностью свыше 3500 м. В его пределах выделяется крупная синклинальная складка линейного типа (Туксинская синклиналь) [62], простирающаяся в широтном—юго-восточном направлении на расстояние 200 км при ширине 40—50 км. Шарнир синклинали ундурирует, погружаясь и воздымаясь под углом 5—10°. Складка асимметричная: южное крыло более крутое

(50–70° и более), чем северное (30–35°). В направлении с запада на восток от верховьев р. Тукси до среднего течения рек Нектер и Талома южное крыло синклинали изменяет залегание от нормального к опрокинутому на север. Многочисленны мелкие складки, в том числе вторичные, в пределах южного крыла синклинали. Мелкие складки северного крыла разнообразны: в компетентных породах нормальные и крутопадающие, а в некомпетентных — изоклиналильные, опрокинутые на север, с полого падающими осевыми плоскостями.

Для верхнекаменноугольных вулканогенно-терригенных отложений Ланской подзоны [62] характерны крутые складки линейного типа. Углы падения на крыльях 50–85°. Складки, как правило, нормальные, редко опрокинутые, асимметричные, с размахом крыльев 0,7–1 км. Более мелкие складки наблюдаются редко. Данные структуры косо срезаются Ланским разломом.

Нижне- и среднекаменноугольные образования Токурской подзоны вулканогенно-терригенной формации зонально и неравномерно метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев и дислоцированы в систему купольных и межкупольных структур.

Верхнетриасово-юрский структурный этаж представлен флишоидными миогеосинклиналильными отложениями, наиболее полно представленными в Унья-Бомской подзоне. Ее складчатая структура характеризуется юго-западным направлением падения пород и представляет собой фрагмент широкого крыла, по которому сочленяются две протяженные линейные складки: антиклинальная на севере и синклиналильная на юге. Углы падения колеблются от 25 до 85–90°, наблюдается мелкая складчатость. Особенно велико количество мелких складок с размахом крыльев до 10–15 м в нелской и амканской свитах. Преобладают остроугольные складки, близкие к изоклиналильным, обычно асимметричные, часто опрокинутые с пологопадающими (35–45°) крыльями [62].

Малотындинская подзона приурочена к зоне Северо-Тукурингского разлома. Для нее характерно двучленное строение разреза: низы сложены песчаниками, алевролитами и конгломератами со среднеюрской морской фауной, а верхи — пресноводно-континентальными отложениями верхней юры—нижнего мела.

Система краевых прогибов

Все краевые прогибы имеют сходные черты формационного выполнения и структуры. В Буреинском массиве расположены Верхнеамурский и Депский прогибы. В Верхнеамурском прогибе осадконакопление происходило в средней юре. Разрез здесь представлен морской сероцветной терригенно-флишоидной формацией. В Депском прогибе верхнетриасовые—среднеюрские морские терригенные осадки сменяются средне-верхнеюрскими и верхнеюрскими—ранне-меловыми пресноводно-континентальными отложениями. Для всего разреза характерно наличие значительного количества туфогенных пород. В целом можно предположить медленную миграцию морского бассейна на восток—юго-восток. Трансгрессия, видимо, обусловлена

колебанием морского дна в Депском прогибе. Складчатые структуры, сложенные морскими осадками, представлены конседиментационными брахиформными коробчатыми и гребневидными складками с размахом крыльев до 5 км и углами падения до 20–40°. Континентальные отложения смяты в простые, плавные, широкие складки с пологими углами падения и флексурообразные изгибы. Вблизи тектонических разрывов наблюдаются крутые залегания слоев и отмечается метаморфизм низких ступеней зеленосланцевой фации.

В Удском прогибе верхнетриасовые, ниже- и среднеюрские отложения образуют брахискладки северо-западного простираения; брахисинклинали протягиваются на 45–50 км при ширине 20–25 км, углы падения крыльев достигают 35–45° [62]. Дислокации верхнеюрских отложений представлены широкими пологими складками.

Мезозойские орогенно-активизационные структуры

Данные структуры на площади представлены плутогенными, плутогенно-вулканогенными и молассоидными образованиями, сформировавшимися в течение трех этапов. В пределах Алдано-Станового щита выделяются Становая (Сутамский, Бомнакский и Вангинский ареалы) и Удско-Куйдусунская (Удский ареал) ВПЗ. На Буреинский массив наложены Зейско-Амурская (Умлекано-Орловский и Нижнезейский ареалы) и Восточно-Буреинская ВПЗ. Структуры раннего этапа представлены молассовыми, вулканогенно-молассовыми прогибами и впадинами, а также плутогенными зонами гранитоидного состава. В северо-восточной части территории расположен небольшой фрагмент Токинской впадины, сложенной верхнеюрскими угленосными отложениями беркакитской свиты. На востоке в Удско-Куйдусунской ВПЗ наблюдается небольшой фрагмент Желонского вулканического прогиба, сложенного вулканогенными средне-верхнеюрскими образованиями желонской свиты дацит-андезитовой формации с туфогенной молассой в основании.

Позднеюрская–раннемеловая Становая интрузивная зона близширотного простираения характеризуется площадным распространением крупных пологозалегających, пластинчатых плутонов трещинного типа тындинско-бакаранского комплекса гранит-гранодиоритовой формации. Интрузии имеют преимущественно северо-западную ориентировку, что свидетельствует о сдвиговых деформациях по Становому разлому. К зонам разломов северо-западного простираения, контролирующим выходы гранитоидных массивов и крупных блоков фундамента на Алдано-Становом щите, главным образом приурочены структуры Становой ВПЗ.

В строении структур второго этапа мезозойской активизации (вулканоплутонических зон) принимают участие как вулканогенные, так и молассоидные образования, а также разнообразные, преимущественно гранитоидные интрузии. Характерна тесная ассоциация этих образований, линейно-узловое расположение вулканоплутонических структур, обычно небольшие размеры интрузивных тел (дайки, штоко- и дайкообразные тела). Степень дислоцированности вулканогенно-осадочных от-

ложений, как правило, небольшая: углы падения не превышают 5–10°, редко более.

В Становой ВПЗ нижнемеловые молассоидные отложения (нагорненская, амагаласская и уганская свиты) перекрываются осадочно-вулканогенными образованиями сэгангринской, бомнакской и вангинской свит, с которыми ассоциируют малые тела и дайки диорит-гранодиоритового джелиндаканского комплекса субщелочных гранитов, для которых характерна повышенная щелочность.

В Зейско-Амурской ВПЗ в предвулканогенную стадию сформировался позднеюрский магдагачинский комплекс субщелочных гранитов и раннемеловые мезо-гипабиссальные интрузии верхнеамурского комплекса гранит-гранодиоритовой формации.

Вулканиды, как правило, залегают на терригенной лимнической молассе (умлеканская свита), иногда содержащей прослойки туфов андезитов и пласты каменных углей. Среди вулканогенных образований выделены две ассоциации, сменяющие друг друга по времени: раннемеловая (поярковский и талданский ВК) и позднемеловая (галькинский ВК). Раннемеловая ассоциация представлена андезитовой формацией, а позднемеловая — трахибазальт-трахириолитовой. Плутоническая ассоциация представлена монцонит-гранодиоритовой формацией гипабиссального бурундинского комплекса.

Восточно-Буреинская ВПЗ (западная часть Огоджинского ареала) представлена нижнемеловыми образованиями. На угленосной молассе (огоджинская свита) залегают вулканиды бурундинской свиты андезитовой формации, с которыми ассоциируют интрузии диорит-гранодиоритовой формации (меунский комплекс).

Структуры молодой платформы

Платформенный чехол молодой платформы Верхнезейской и Амуро-Зейской группы впадин представлен фациями руслово-пойменных и болотно-озерных отложений, соответствующих континентальной угленосной молассе [12] и залегающих в целом горизонтально. В пределах депрессий располагается ряд впадин, формирование которых было связано с нисходящими движениями отдельных блоков, в том числе по зонам региональных разломов. Динамика развития впадин достаточно многообразна. Они различны по морфологии (симметричные, асимметричные), по времени развития, мощности и полноте разреза. Разрез Амуро-Зейской группы впадин включает отложения маастрихта-даниа, палеогена, олигоцена и плиоцен-эоплейстоценового времени суммарной мощностью более 400 м. Глубина залегания фундамента достигает 300 м (район пос. Мухино). Для строения впадин характерно чередование относительно опущенных и приподнятых участков, протягивающихся в север-северо-западном направлении (пологоволнистый рельеф фундамента). Верхнезейская впадина формировалась в основном начиная с миоцена. Мощность разреза ее отложений 600–650 м, а глубина залегания фундамента превышает 500 м. Впадина асимметрична: южный ее борт более крутой.

Разрывные нарушения

Рассматриваемая территория характеризуется широким развитием разрывных нарушений. Процессы блокового раздробления, заложения новых и обновления древних разломов протекали на протяжении всей истории геологического развития, достигая максимума в орогенные эпохи — раннепротерозойскую и мезозойскую. Роль разломов в формировании современного структурного облика региона чрезвычайно велика.

К наиболее важной группе разломов относятся древние (докембрийские и палеозойские) разломы, разграничивающие главные структуры региона — системы блоков, их сегменты и структурно-формационные зоны. Это весьма протяженные разломы, образующие зоны субширотного простирания: Становую, Северо-Тукурингскую и Южно-Тукурингскую. Среди разломов этой группы можно различать краевые, обычно более протяженные, и внутренние. К древним разломам могут быть отнесены также соскладчатые (или позднескладчатые), часто представляющие собой активизированные разломы фундамента. Возраст заложения древних разломов определяется по комплексу геологических данных.

Вторая группа разломов проявлена на всей территории в связи с мезозойским орогенезом. В это время, помимо обновления древних разломов, формировалась система относительно малоглубинных (коровых) разрывов северо-восточного и северо-западного простирания, с которыми связаны дифференцированные блоковые движения. Обновление разломов отмечается и на неотектонической стадии развития. По приближенным оценкам суммарные вертикальные перемещения по разломам древнего заложения могли достигать первых километров, по новообразованным разрывам мезозоя амплитуда перемещения достигала сотен метров. Неотектонические смещения, как правило, невелики (первые единицы и десятки метров), но в отдельных районах, например, в Токинском Становике, могут достигать сотен метров. Для большинства разломов положение плоскости сместителя, по-видимому, субвертикальное; для ряда разломов или их участков отмечается наклонное, как правило, достаточно крутое залегание. Тангенциальная, в том числе сдвиговая составляющая перемещений по ряду разломов (Становой, Северо-Тукурингский, Улигданский и др.), вероятно, весьма велика (первые единицы и десятки километров), но расчет ее затруднителен.

Зоны главных разломов представлены субпараллельными системами разрывов шириной до нескольких километров, в пределах которых породы претерпели катаклаз и метасоматическую переработку. Отмечается развитие самых разнообразных тектонитов и метасоматитов (диафторитов-гнейсоидов, бластомилонитов, бластокатаклазитов, тектонических сланцев), зон дробления, брекчирования, кливажирования, гидротермальной проработки. Структурно-вещественное преобразование пород распространяется за пределы зон разломов на расстояния до нескольких километров. С мезозойскими движениями вдоль системы разломов Тукурингро-Джагдинской зоны связано формирование Джагдинской зоны смятия [45, 62]. Наложенные дислокации и метаморфизм пород здесь развиты главным образом вдоль Северо-Тукурингского, Южно-Туку-

рингского, Туксинского и Ланского разломов в зонах шириной до 10 км и более. Интенсивность наложенных дислокаций по направлению к разломам постепенно возрастает: появляется кливаж разлома, затем кливаж скольжения, сопряженный с изгибанием первичной слоистости. При этом возникают разнообразные складки — остроугольные, коробчатые, цилиндрические, симметричные и асимметричные, нормальные и изоклинальные шириной от нескольких метров до 20–30 м. Возрастает и степень метаморфизма пород — от первичной филлитовой фации до фации зеленых сланцев. Зоны смятия и повторного метаморфизма широко проявлены и на других участках, например, в пределах купольных структур, вдоль раннепротерозойских шовных зон, в отложениях Токинской впадины.

Разломы древнего заложения относятся к категории глубинных. По геолого-геофизическим данным, они разделяют блоки различной мощности земной коры и достигают верхней мантии [34]. Кольцевые тектонические зоны диаметром до первых десятков километров выявлены на космических снимках. Они, в частности, тяготеют к субширотным вулканогенно-интрузивным зонам мезозоя Становика–Джугджура [90].

Глубинное строение

Сведения о глубинном строении площади приводятся по результатам интерпретации поля силы тяжести и магнитного поля, а также данных сейсмического зондирования (профиля ГСЗ и МОВЗ-ГСЗ) [156]. Изученность территории методами гравиметрии и магнитометрии вполне удовлетворительная. Для него созданы цифровые компьютерные модели карт полей силы тяжести и магнитного поля масштаба 1 : 1 000 000.

Профиль ГСЗ в южной части листа был сделан в начале 1980-х годов, два профиля МОВЗ-ГСЗ (г. Тында–пос. Амурзет и фрагмент профиля «Базальт») сделаны в 1990-е годы. К сожалению, два из трех профилей пройдены в субширотном направлении параллельно основным геологическим структурам, а третий, хоть и идет в субмеридиональном направлении, захватывает только крайнюю юго-западную часть листа. Тем не менее данные профили дают ценный материал, касающийся глубинного строения территории.

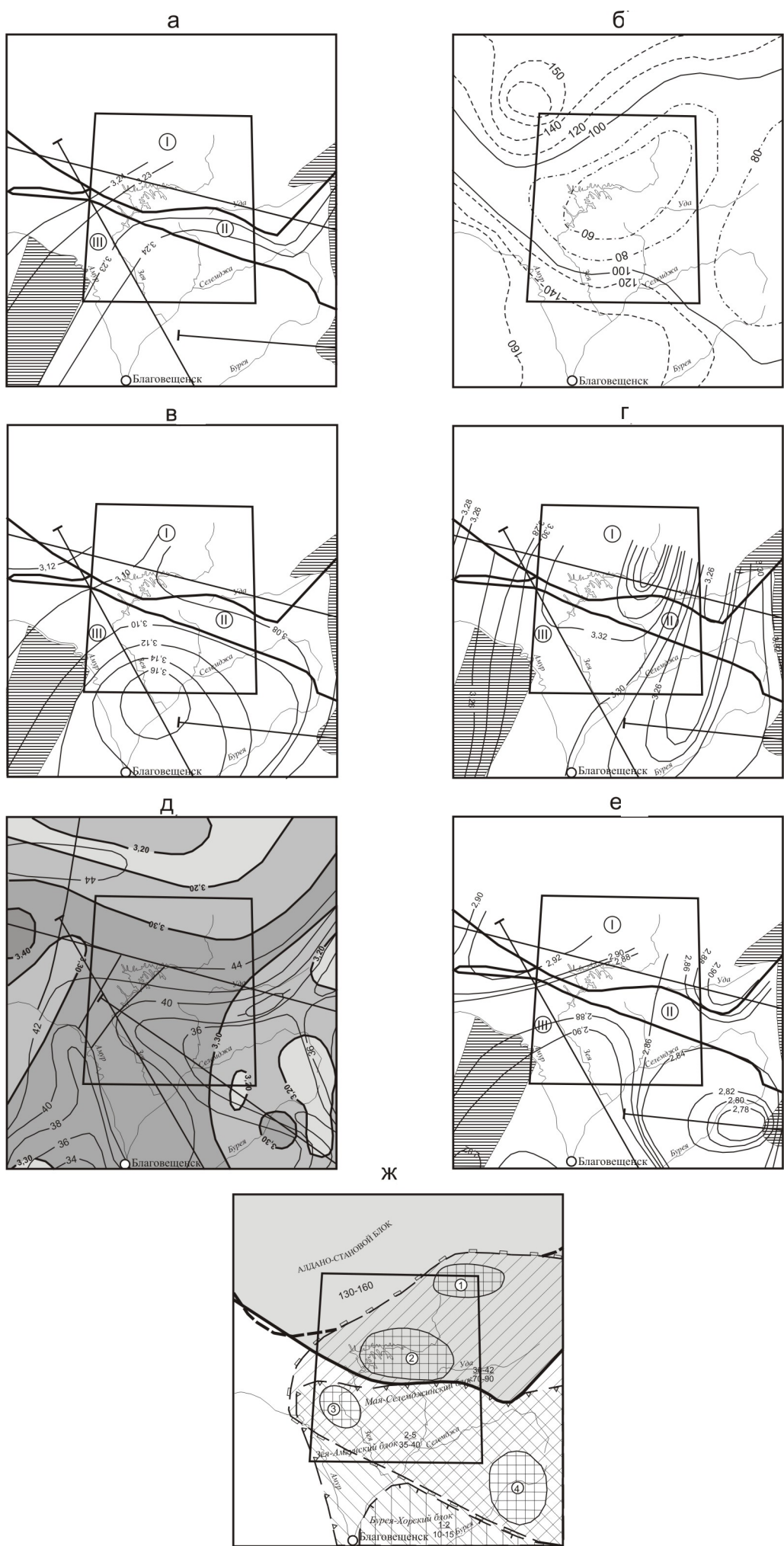
Интерпретацией региональных геофизических данных и глубинным моделированием для территории листа, начиная с середины 1960-х годов, в той или иной мере, занимались многие специалисты (И. И. Шапочка, Э. Л. Рейнлиб, Э. Н. Лишневский, Н. П. Романовский, В. В. Пуринг, Ю. Ф. Малышев, Б. Ф. Шевченко, В. А. Торопанов). При рассмотрении глубинного строения листа в определенной мере анализировались построения данных авторов и использовались полученные ими результаты. В первую очередь это касается характеристики глубинных слоев литосферы и астеносферы. Особенности глубинного строения определяются сочленением южной части Северо-Азиатского кратона, нескольких микроконтинентов фанерозойских орогенных поясов (Центрально-Азиатского и Тихоокеанского), частично скрытых под мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом.

Имеющаяся плотностная модель астеносферы [60] Приамурья свидетельствует, что в пределах южной части листа она характеризуется отчетливой продольной зональностью с преимущественной северо-восточной ориентировкой плотностных неоднородностей. На уровне Амуро-Охотской СС такая петроплотностная зональность меняется на субширотную, которая, видимо, характерна и для северной половины листа (Алдано-Становой щит). При этом абсолютные значения плотностей остаются неизменными, испытывая колебания $3,23\text{--}3,25\text{ г/см}^3$ (рис. 3, а). В целом астеносфера юго-восточной части листа под осадками Амуро-Зейской группы впадин имеет тенденцию к уплотнению.

Мощность литосферы, в пределах листа минимальна и достигает 60–80 км, что выражается изометричным поднятием кровли астеносферы с размерами в поперечнике несколько сот километров. С севера и юга поднятие ограничивается блоками с мощностью литосферы 100–150 км. Структура сформировалась на стыке Монголо-Охотского и Сихотэ-Алинского орогенных поясов и круто наклонена под Алдано-Становой щит [60]. Она связана с воздействием плюма, состоит из мантийного, корового и верхнекорового блоков, последовательно смещенных на юг относительно друг друга (рис. 3, ж), что подтверждается и направлением падения геоэлектрических неоднородностей.

Средняя плотность литосферной мантии для территории листа составляет $3,32\text{ г/см}^3$, испытывая колебания в пределах от $2,24$ до $2,35\text{ г/см}^3$. Ориентировка плотностных неоднородностей преимущественно северо-восточная. Это в первую очередь характерно для южной части листа и отражает влияние процессов в Тихоокеанском поясе. В северной части листа намечается довольно отчетливая граница субширотной ориентировки, южнее которой плотность мантии под Алдано-Становым щитом уменьшается. Эта граница совпадает с высокоамплитудной Становой гравитационной ступенью, которая связана скорее всего с северным ограничением Станового плутонического пояса. Наиболее отчетливо данная петроплотностная граница проявляется на уровне верхней части мантии («подкоровой мантии»), где плотность на поверхности мантии уменьшается более чем на $0,1\text{ г/см}^3$ (рис. 3). Плотность литосферы в целом имеет такую же тенденцию. Наиболее плотной является литосфера южной части листа, где наблюдается сложная мозаика блоков-фрагментов разновозрастных орогенных поясов и микроконтинентов. Литосфера южной оконечности Алдано-Станового щита (северная часть листа) имеет в целом меньшую плотность. По нашему мнению, данное различие обусловлено в первую очередь нижней частью земной коры и подкоровой мантией и связано с мантийным диапиром, вызвавшим образование грабен-рифтов Амуро-Зейской впадины, плотность которого, как и плотность коромантийной смеси в нижней части коры, превышает плотность образований этого уровня литосферы по периферии впадины.

Граница Мохоровичича построена по данным сейсмических профилей и поэтому достаточно достоверна только в южной половине листа. Северная часть сейсмическими данными не обеспечена, в связи с чем мощность коры оценивается здесь приблизительно с учетом данных гравиметрии. Имеющиеся данные свидетельствуют об отсутствии практи-



Условные обозначения

- а* – распределение средней плотности астеносферы;
- б* – карта изопахит (км) подошвы литосферы;
- в* – распределение средней плотности литосферы;
- г* – распределение средней плотности литосферной мантии;
- д* – мощность земной коры и плотность на поверхности мантии;
- е* – распределение средней плотности земной коры;
- ж* – литосферные блоки сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов.

Условные обозначения к схемам глубинного строения

К схемам *а, в, г, е*

- ① Индексы крупных тектонических подразделений (*I* – Сибирская платформа, *I* – Тихоокеанский складчатый пояс, *III* – Центрально-Азиатский складчатый пояс)
- Границы главных тектонических подразделений
- ▨ Местоположение гравитационных ступеней. Большехинганская
- Изолинии плотности и их значение в г/см³ с сечением 2 г/см³
- Сейсмические профили и геотравесы, использованные для гравитационного моделирования

К схеме *д*

- Изоденсы, г/см³
- Изолинии мощности земной коры, км



Значения плотности литосферы, г/см³

К схеме *ж*

- 130-160 Литосферный блок Алдано-Становой, цифры – мощность блока, км
- 36-42 / 76-96 Скрытые блоки (цифры в числителе – глубина кровли, в знаменателе – подошвы) Подкорový (Мая-Селемджинский)
- 2-5 / 35-40 Коровый (Зея-Амгунский)
- 1-2 / 10-15 Верхнекорový (Бурея-Хорский)

Границы блоков

- а – в Литосферного (*а* – в кровле, *б* – в подошве)
- а – б – в Скрытых (*а* – подкорového, *б* – корového, *в* – верхнекорového)
- 1 – 2 – 3 – 4 Мантийные плюмы горячие (*1* – Токинский, *2* – Верхнезейский, *3* – Зейский, *4* – Верхне-Буреинский)
- Контур листа N-52

Рис. 3. Комплект схем глубинного строения территории листа N-52 [По монографии «Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов»].

чески значимых связей между уровнем поля силы тяжести и мощностью земной коры в южной половине листа.

Мощность земной коры территории колеблется от 35 до 44 км. В центральной части намечается отчетливое линейное поднятие границы Мохо, ориентированное в северо-западном направлении, которое протягивается через всю площадь и имеет ширину 100–130 км. Поднятие в целом отвечает зоне коллизии южной оконечности Северо-Азиатского кратона и расположенного южнее Амурского супертеррейна. Над ним располагаются блоки Амуро-Охотской СС и северная часть Буреинского массива. В направлении на север граница Мохо довольно резко опускается до 42 км и остается примерно на этом уровне в пределах Алдано-Станового щита. На юго-запад от поднятия мощность коры также увеличивается, но несколько меньше, и остается на уровне 40 км.

Что касается отображения в геофизических полях глубинных особенностей земной коры (и в большей степени ее верхней и средней частей), мы придерживаемся того мнения, что они определяются комплексом геологических тел, сформированных на заключительных этапах геологического развития территории в процессе и после коллизии южной части Северо-Азиатского кратона и Амурского супертеррейна. При этом определяющим для петрофизической дифференциации земной коры явились процессы постколлизийного магматизма, рифтогенеза, осадконакопления. Физические неоднородности верхней и средней частей земной коры достаточно устойчиво определяются объемным сочетанием и взаиморасположением метаморфических и магматических (гранитоидных и базитовых) тел, их преимущественным распространением в разрезе и по латерали. Для самой верхней части коры существенное влияние на характер геофизических полей оказывают мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны. Достаточно отчетливо видно, что с этой точки зрения территория листа делится на ряд крупных блоков.

В пределах Алдано-Станового щита наиболее плотные блоки отвечают преимущественному развитию архейских метаморфических комплексов, в минимальной степени затронутых проявлением разновозрастного и в первую очередь мезозойского гранитоидного магматизма. Физические неоднородности северной части листа определяются интенсивным проявлением здесь мезозойского магматизма (тындинско-бакаранский комплекс поздней юры—раннего мела). Полная переработка верхней части коры этими процессами с возникновением крупных гранитоидных батолитов и серий вулкано-тектонических структур определяет специфику этого блока и отличие его от остальной территории листа. Отметим, что помимо основной субширотной границы, контролирующей распространение пояса гранитоидных интрузий, в западной части листа намечается еще одна аналогичная граница, состоящая из серии разломов, но уже северо-восточной ориентировки. Глубинное строение блоков к западу и востоку от нее различно, несмотря на идентичность метаморфических комплексов, картируемых на поверхности. Восточный блок в большей степени затронут процессами мезозойского магматизма и, вероятно, содержит на глубине значительные массы гранитоидных интрузий. Западный блок сложен преимущественно метаморфическими образованиями архея.

Расположенная южнее Амуро-Охотская складчатая система подчеркивается в первую очередь серией положительных линейных аномалий поля силы тяжести, связанных с базитовыми интрузиями. Второй ее особенностью является наличие сквозькоровых проводящих зон, выделенных по данным МТЗ. Мы полагаем, что их природа связана как с развитием здесь многокилометровых осадочных комплексов, так и, в большей мере, с наличием серии продольных разломов глубокого заложения и широкой полосы общей деструкции земной коры, развитой до больших глубин.

Северная граница Буреинского массива характеризуется значительной переработкой коры процессами позднеюрско-мелового магматизма, что отражается в наличии здесь крупных интрузий гранитоидов и широким развитием вулcano-тектонических структур. Все это определило характер геофизических полей данной полосы: масштабные минимумы поля силы тяжести, в целом повышенное магнитное поле с очень сложной структурой, насыщенное интенсивными линейными и изометричными положительными аномалиями, подавляющая часть которых связана с меловыми магматитами.

Далее к югу, на северном окончании Амуро-Зейской группы впадин, существенную роль в создании структуры геофизических полей начинают играть контрастные физические неоднородности верхней части земной коры, связанные с мощностью мезо-кайнозойского вулcanoгенно-осадочного чехла, наличием отдельных впадин и поднятий допозднеюрского фундамента. Еще раз отметим, что общей особенностью данного блока является повышенная плотность нижней части земной коры и верхней мантии, связанная с влиянием возможного мантийного диапира, основная часть которого предполагается южнее.

Разломная тектоника территории листа, по геофизическим данным, представлена протяженными разломами глубокого заложения субширотной—северо-западной ориентировки, которые можно рассматривать как долгоживущие трансформные разломы активных континентальных окраин с широким развитием по ним сдвиговых перемещений. Значительный интерес представляют поперечные к ним северо-восточные и субмеридиональные разломы, представленные зонами, аномальными по ряду параметров как в земной коре, так и в верхней мантии. Они характеризуются деструкцией верхней части земной коры до глубин 15–20 км, локальными осложнениями морфологии границы М, локальным разуплотнением верхней мантии. Они фрагментарно прослеживаются на картах поля силы тяжести и магнитного поля в виде линейных элементов структуры полей.

Одна такая зона деструкции и разуплотнения нижней части коры выделяется в западной части листа между 124 и 126° и имеет меридиональное до северо-восточного простирание. Следующая, отчетливо проявленная подобная зона, расположена между 129 и 130°. Она фиксируется аномалиями скоростей сейсмических волн в земной коре, зонами повышенной электропроводности на всю ее мощность. Третья менее отчетливо проявленная зона выделяется вблизи западной границы площади.

Рассмотренные системы разломов, помимо отмеченных глубинных особенностей, совмещаются с протяженными трансрегиональными зонами резкого усиления разломов ортогональной (север—юг) и близорто-

гональной (северо-северо-восток) систем, выраженных на космокартах ИКС и фиксируемых по геологическим и морфоструктурным данным. Неоднородности литосферы такого рода являются полосовидными зонами резкого усиления глобальной трещиноватости Земли. Они, очевидно, играют важную минерагеническую роль, являясь областями повышенной флюидной проницаемости наряду с вышерассмотренными разломами субширотной ориентировки.

Таким образом, особенности глубинного строения площади, структура литосферы и земной коры и их физические параметры в значительной степени определены мезозойско-кайнозойскими геологическими процессами, имевшими место после коллизии Северо-Азиатского кратона и Амурского супертеррейна. Различие данных крупных блоков фиксируется в физических характеристиках всех литосферных слоев. Вторым существенным фактором, определившим особенности глубинного строения территории, являются процессы постколлизинного и внутриплитного магматизма, активно проявившегося в данном регионе. Третьим фактором, оказавшим влияние на параметры литосферы и земной коры, следует признать процессы рифтогенеза, наиболее интенсивно проявившиеся в основном южнее границы листа в пределах Амуро-Зейской группы впадин. Имеющаяся статическая модель глубинного строения в определенной мере генерализована за счет исключения неоднородностей верхней части коры и не имела своей задачей выделение на этом уровне всех геологических тел, находящихся отражение в физических полях. Полученные материалы в большей степени определяют тот глубинный фон (прежде всего в геодинамическом аспекте), который необходим для более детального анализа глубинных особенностей локальных площадей или при составлении более крупномасштабных схем.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа характеризуется чередованием преимущественно низко-среднегорных хребтов и высоких равнин, закономерно сменяющих друг друга с юга на север.

Главные горные хребты: Становой, Тукурингра, Соктахан, Джагды и Ланский – простираются с запада на восток. Расположенные на востоке площади хребты Джугдыр и Селемджинский имеют северо-западное простирание, хр. Туран – северо-восточное. На юге расположена Амуро-Зейская равнина, сложенная субплатформенными осадками позднего мела – квартера. Равнина в неотектонический этап была разделена на серию аккумулятивных впадин: Пиканскую, Норскую, Ушумунскую, Ушмынскую и Селемджинскую. По характеру рельефообразующих геологических процессов и времени образования рельефа территория подразделена на ряд морфоструктур. Наиболее древней областью сноса является Джугджуро-Становая система сводово-блоковых поднятий, сформировавшаяся в раннем мелу после внедрения гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса. Хингано-Буреинская система сводово-блоковых низкогорных поднятий, расположенная на юго-востоке территории, оформилась как область сноса также в раннем мелу, когда в орогенный этап, знаменующийся внедрением гранитоидных интрузий и интенсивным андезитовым вулканизмом, происходило заложение морфоструктуры аккумулятивной Амуро-Зейской равнины. В конце плиоцена, а особенно в средненеоплейстоцен-голоценовый этап, когда сформировались морфоструктуры Селемджино-Джагдинского поднятия и Тукурингра-Соктаханской системы горст-антиклинальных хребтов и грабенообразных впадин, Верхнезейская впадина и Амуро-Зейская равнина обособились и стали развиваться как обращенные цокольные аккумулятивные равнины на мезозойско-кайнозойском фундаменте.

Территория неоднократно подвергалась оледенениям. Наиболее значимыми для формирования рельефа имели азовское (Q^2_{II}) и саранское (Q^4_{III}) оледенения. Ледниковые и флювиогляциальные отложения и формы рельефа тазовского времени отмечаются до широты $55^{\circ} 00'$. Рельеф, образованный при сартанском оледенении, установлен на востоке территории – хребты Токинский Становик, Джугдыр, Селемджинский. Ледниковая экзаркация обусловила формирование Токинской впадины.

Данные процессы обусловили разнообразие генетических типов и форм разновозрастного рельефа площади. Выделяются вулканотектонический, структурно-денудационный, экзарационно-денудационный, эрозионно-денудационный, аккумулятивно-денудационный, эрозионно-

аккумулятивный, аккумулятивный и техногенный типы рельефа, в разной степени проявленные в отдельных морфоструктурах.

Области денудации. Экзарационно- и эрозионно-денудационный рельефы Алданского нагорья сформированы процессами горного оледенения. Главные реки этой морфоструктуры — Гонам и Сутам, а также их притоки протекают по разветвленным троговым долинам шириной 2–10 км, которые окружены островным крутосклонным среднегорьем. Наблюдается переход от крутосклонного среднегорья к троговым долинам через среднегорье (1000–1200 м) с пологим уклоном к долинам. Эти формы рельефа, возможно, являются плечами среднечетвертичных трогов и частично сглажены более поздними ледниковыми процессами. Рельеф Алданского нагорья, согласно палинокомплексам из аллювия и флювиогляциала рек Гонам, Сутам и Тарыннах, образован при тазовском и сартанском оледенениях. Внемасштабные (не более 1 км²) педименты аллювиально-пролювиальных отложений этого времени устанавливаются в осевой части Станового хребта в верховьях притоков рек Ниж. Делинда и Бол. Даурка, а также в сквозной долине рек Десс–Тарыннах. На Становом хребте, разграничивающем Алданское нагорье и Джугджуро-Становую систему, обычны перехваты истоков рек бассейнов Амура и Алдана или их сквозные долины.

Формирование рельефа Джугджуро-Становой системы сводово-блоковых поднятий неразрывно связано как с процессами денудации, так и с деятельностью ледников. Здесь выделяются вулкано-тектонический, структурно-денудационный, гляциально-денудационный, эрозионно-денудационный и гляциально-аккумулятивный типы рельефа. Вулкано-тектонический рельеф распространен в Окононской котловине — межгорном понижении в междуречье Ток–Туксани. Котловина представляет собой кальдеру проседания на высоте 1300–1500 м с пологим уклоном бортов к ее центру. В понижениях располагаются неглубокие озера, самое крупное из которых — оз. Оконон. Лавовые потоки приурочены и к долинам рек Мал. Туксани, Авгенкур и Улэбир, которые наследуют, судя по частым реликтам древних террас, участки плиоцен-эоплейстоценовой долины. Местами над поверхностью котловины возвышаются конусы древних вулканов высотой до 100–300 м. Возраст рельефа — плиоцен-ранннеоплейстоценовый.

К структурно-денудационному рельефу относятся тектоногенные поверхности, которые после своего возникновения были обработаны денудацией. Они наблюдаются на востоке площади, где составляют протяженные фрагменты Станового и Таксакандинского разломов. В районе тектонических уступов склоны имеют асимметричное строение с резким переходом от крутого склона к выположенному, заболоченному. Серия прямолинейных тектонических обрывов высотой до 100 м установлена и вдоль осевой части Станового хребта, преимущественно на его южных склонах. Обрывы заретушированы коллювиальными образованиями.

Среди форм экзарационно-денудационного рельефа наиболее молодым является гравитационно-ледниковый альпийский рельеф крутосклонных высокогорий, сформированный во время сартанского оледенения. Подобные ландшафты развиты на хр. Токинский Становик и, участками, на хр. Джугдыр. Здесь преобладают горные вершины и голь-

цы высотой от 2000 до 2312 м (гора Аюмкан) с крутыми обрывистыми склонами (уклоны до 45°). Склоны покрыты курумами, часто встречаются цирки (истоки р. Бол. Чайдах). В верховьях р. Сараканда наблюдаются кары с крутыми (40–55°) склонами и относительно пологим дном. На дне цирков и каров, часто ограниченных с передней стороны ригелями, располагаются каровые и подпрудные озера (верховья рек Худуркан, Утук, Сараканда). Руслу водотоков, исключая каровые долины, V-образные до каньонообразных. Часты висячие долины, встречаются водопады до 10 м высотой, водоскаты, сквозные долины (реки Бол. Туксани–Зея–Луча–Кукур). Все это – свидетельства современного интенсивного воздымания хребтов Токинский Становик и Джугдыр с максимальной для территории скоростью 22,5–25 мм/год, сопровождающегося 7–8-балльными землетрясениями.

Большая часть Джугджуро-Становой системы представляет собой эрозионно-денудационный средне- и низкогорный рельеф с различием высотности и крутизны горных склонов в западном и восточном блоках. В восточном блоке преобладает крутосклонное среднегорье (1000–2000 м). Рассматриваемые поверхности характеризуются уклонами 25–40°, выпуклыми или прямыми склонами, которые рассечены многочисленными V-образными распадками и часто покрыты осыпями и курумами. На гребневидных водоразделах часты скальные останцы высотой до 20 м. Относительные превышения над руслами основных водотоков составляют 600–900 м. Эрозионная составляющая обусловлена разветвленной решетчатой гидросетью с частыми antecedentными долинами (реки Зея, Луча и др.) и вершинными перехватами (отрезок верховья р. Ток, ранее являвшийся притоком р. Алгама). Во всех реках наблюдается пойма и слабо развитая I надпойменная терраса, в крупных реках (Ток, Купури и др.) – реликты II надпойменной террасы. Иногда (реки Зея, Аюмкан) встречаются протяженные участки сартанского флювиогляциала. Гипсометрические уровни одновозрастных речных террас в пределах одной долины на противоположных берегах часто разнятся (до 20 м в верховьях долины р. Ток), что, вероятно, вызвано неотектоническими подвижками. По направлению к Верхнезейской равнине среднегорье сменяется низкогорьем, которое характеризуется расчлененными склонами с уклонами 15–25° и абсолютными высотами 500–1000 м. Водораздельные гребни становятся более широкими (30–50 м), вершины гор – куполовидными и столообразными. Долины многих рек antecedentны (верховья р. Уда).

Западная часть Джугджуро-Становой системы сводово-блоковых поднятий представляет собой холмисто-увалистый рельеф (500–1000 м) с параллельными друг другу меандрирующими реками, текущими преимущественно с севера на юг. Водоразделы ровные, широкие (до 1 км), склоны с уклонами не более 10–15° прорезаны широкими U-образными водотоками, подвержены солифлюкционно-десерпционному перемещению рыхлого чехла. Крупные реки (Гилуй, Мульмугакан и др.), судя по возрасту их террас, сформировались во время тазовского оледенения. На реках Брянта, Мульмуга, Утугай, Унаха отмечаются фрагменты более древних террас (Q_{II}). Это определяет возраст низкогорья как плиоцен-четвертичный, более древний по сравнению с рельефом восточного блока Джугджуро-Становой системы.

Аккумулятивный рельеф развит на северо-востоке листа в Токинской котловине, являющейся моренной межгорной равниной. Рельеф котловины обусловлен аккумуляцией морен среднего и верхнего неоплейстоцена. Моренные холмы наложены на слаборасчлененный рельеф с высотами 850–1000 м и амплитудой 100–150 м. Высота холмов колеблется от первых метров до 20–25 м, они имеют крутые склоны и разделены многочисленными озерами (Бол. и Мал. Токо, Сугджар, Нерунда). Тазовская морена (Q_{II}) является абляционной, подвергшейся водному переносу. Присутствие сартанской морены (Q_{III}) обусловило свежесть холмисто-моренного рельефа. Озера не спущены, склоны холмов сохраняют свою крутизну, в ледниковые отложения не вложены никакие образования, кроме современных озерных, болотных и пойменных.

Горную систему Тукурингра–Соктахан–Джагды многие считают единой. Однако некоторые различия в четвертичной истории развития западной и восточной частей системы позволяют выделять Тукурингра–Соктаханскую систему горст-антиклинальных хребтов и грабенообразных впадин и Селемджино–Джагдинское поднятие. Если последнее (хребты Джагды, Ланский и Селемджинский) развивалось как устойчиво воздымающееся, начиная с плиоцена (предгорные шлейфы у северных склонов хр. Джагды), морфоструктура, то Тукурингра–Соктаханская система представляет собой чередование хребтов и межгорных понижений (Эракингрская впадина). Хребты Тукурингра и Соктахан вплоть до голоцена развивались как единая структура, пока не были разделены разломом, проходящим по долине р. Зея, с субмеридиональным смещением осевой части хребтов относительно друг друга.

Структурно-денудационный рельеф обеих морфоструктур выражен тектоническими уступами Южно-Тукурингрского (южное ограничение Тукурингра–Соктаханской системы), Северо-Тукурингрского и Ланского разломов (северное ограничение хр. Джагды) и разлома в осевой части хр. Джагды. Первые два нарушения выражены в рельефе резкими переходами от крутых горных склонов к равнине и заретушированы предгорными пролювиально-делювиальными и аллювиально-пролювиальными шлейфами. Северо-Тукурингрский разлом также фиксируется цепью висячих долин распадков. Ланский разлом обусловил узкую прямолинейную впадину в истоках рек Лан, Алу и Огджено. Возраст шлейфов, перекрывающих ее, отражает время образования структурно-денудационного рельефа. Разлом в осевой части хр. Джагды выражен цепью выположенных седловин на границе крутосклонного среднегорья и низкогорья. Среднегорье с крутыми склонами характерно для осевой части и северных склонов хр. Джагды (1000–1566 м) и осевых частей хребтов Ланского (1000–1431 м), Тукурингра (1000–1442 м) и Соктахан (1000–1470 м). На хр. Джагды склоны с уклонами до 40° пропильены распадками с расширенными до U-образных вершинными частями и врезанными V-образными низовьями с частыми порогами и водопадами. Скорость современного роста хр. Джагды – 10–15 мм/год. Водоразделы его в этой части гребнеобразные, при наличии гольцов расширяются до 0,5–1 км. Обычны курумы и осыпи. Десерпционным процессам обязаны своим происхождением озера Огорон и Нелское. Для остальных хребтов свойственно закономерное расширение распадков от их вершин к устьям и

более широкие вершинные поверхности водоразделов с участками ледниковой планации. Низкогорьем, сходным с подобным рельефом в Джугджуро-Становой системе, представлена преобладающая часть хребтов Тукурингра-Соктаханской системы и южные склоны Селемджино-Джагдинского поднятия. По мере приближения к Амуро-Зейской равнине низкогорье сменяется холмисто-увалистым рельефом (высоты не более 725 м). Верховья рек Нора, Еранда, Малян и низовья р. Дугда представляют собой широкое (до 17 км) выположенное (уклон 5–10°) низкогорье (500–600 м).

В пределах Тукурингра-Соктаханской системы низкогорные хребты разобщены цепью пологохолмистых (400–600 м) понижений с уклонами 10–15°. Примером является Эракингрская впадина — высокая равнина (450–500 м), в которой позднемиоценовые отложения перекрыты позднечетвертичными голоценовыми пролювиально-делювиальным шлейфом (время последнего воздымания хребтов). Уступы, ограничивающие впадины, достаточно резкие (тектонические). Вероятно, холмистые участки являются реликтами пенеплена среди неравномерно воздымающихся хребтов этой горной системы. Хребты Тукурингра и Соктахан находятся в зоне 7–8-балльной сейсмоактивности, Селемджино-Джагдинское поднятие — в зоне 6-балльной активности. На хребте Соктахан присутствует ряд сквозных прямолинейных долин, параллельных Южно-Тукурингскому разлому (р. Тында, правый приток р. Долбырь и др.). Многие долины антецедентны (участок долины р. Зей в районе Зейского створа, а также долина р. Гилюй в пределах хр. Тукурингра).

Хингано-Буреинская система сводово-блоковых низкогорных поднятий представлена на юго-востоке листа осевой частью хр. Туран и его западными отрогами. Высотные отметки вершин составляют 598–864 м, за исключением горы Прав. Кучулым (1118 м). Уклоны склонов не более 20°, вершинные поверхности водоразделов широкие, сглаженные, форма долин рек и распадков U-образная. Отмечается интенсивная солифлюкция.

Области денудации — важные в металлогеническом отношении морфоструктуры. В них сосредоточено 90 % россыпей золота, в основном пойменных и террасовых. Дифференцированные подвижки положительных морфоструктур обуславливают существенные различия в уровне эрозионного среза рудных формаций и формах перехода золота в россыпи. Исследованиями А. П. Сорокина [104] установлено обогащение россыпей под действием тектоно-сейсмических факторов за счет влияния упругих колебаний, а также укрупнение и облагораживание золота россыпей при неотектонических процессах.

Денудационно-аккумулятивные области представлены морфоструктурами Верхнезейской и Амуро-Зейской высоких цокольных равнин с подстилающим их пенепленом.

Верхнезейская равнина представляет собой межгорную впадину байкальского типа на сочленении Джугджуро-Становой, Тукурингра-Соктаханской и Селемджино-Джагдинской положительных морфоструктур. В общую с ней морфоструктуру принято объединять и Удскую впадину. Пенепленизированный фундамент Верхнезейской равнины обнажается севернее и северо-западнее ее аккумулятивной части и служит областью

денудации. Пенеплен сформировался в предгорьях Джугджуро-Становой морфоструктуры при плавном прогибании земной коры в олигоцене. Его возраст определяется реликтами олигоценовых аллювиальных (устье р. Лу-ча) и лимнических (севернее пос. Береговой) отложений, не известных в аккумулятивной части равнины. Пенеплен представляет собой выположенные площадки, слабо наклоненные в сторону Верхнезейской впадины. Высотные отметки сопок с широкими (до 5 км) плоскими вершинными поверхностями составляют 400–600 м. Долины рек широкие, U-образные. Интенсивны процессы физического (в том числе морозного) выветривания, что проявляется в слабой обнаженности коренного цоколя равнины. Кроме того, на пенепленизированной окраине Верхнезейской равнины разрозненными реликтами высоких террас трассируются плиоцен-эоплейстоценовые палеодолины (реки Брянта, Утугай, Кохани, Арги), размыв отложений которых, возможно, служит дополнительным источником россыпей золота. Доплиоценовый рыхлый цоколь Верхнезейской равнины обнажается в эрозионных окнах на западе равнины и в ее наиболее опущенной части в бассейне р. Арги. Он представлен олигоцен-миоценовыми осадками тымнинской серии, залегающими субгоризонтально, со слабым уклоном слоев к центру впадины.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф представлен аллювиальными отложениями трех возрастных уровней. Плиоцен-эоплейстоценовый аллювий (аргинская свита) обнажается в эрозионных окнах на востоке Верхнезейской равнины и в качестве площадного чехла на ее западе, где он слагает широкие выровненные водоразделы с отметками 380–416 м, заболоченные, с врезанными в них распадками. На востоке аргинская свита, обнажаясь в урезах рек, составляет слабо наклоненные к ним поверхности. Слаботеррасированные аллювиальные равнины среднеэоплейстоцен-современного возраста имеются лишь в долинах крупных рек. Уступ между поймой и I надпойменной террасой, как правило, сглажен. Пойма и I надпойменная терраса рек Зeya и Арги изобилуют озерами и старицами и имеют совместную U-образную форму. II надпойменная терраса высотой 8–10 м имеет сглаженный, реже (реки Зeya и Арги) четкий уступ. По берегам р. Зeya между устьями рек Купури и Арги имеются выходы позднеэоплейстоценовых озерных отложений площадью не более 8 км². Они слагают субгоризонтальные ровные заболоченные площадки с уклоном 1–3° к р. Зeya. Высоты их подошв закономерно снижаются вниз по реке, составляя 400–500 м.

Аккумулятивный рельеф образован предгорными аллювиально- и делювиально-пролювиальными шлейфами двух возрастных уровней: плиоцен-эоплейстоцен в составе аргинской свиты (высоты 400–600 м), поздний неоплейстоцен-голоцен (высоты 300–400 и 350–500 м). Более молодые из них налегают или вкладываются с размывом в более древние. Все они слагают наклонные равнины, изрезанные многочисленными водотоками, с уклонами 3–10°.

Удская впадина является более молодой по отношению к Верхнезейской равнине. В ней в пределах листа отсутствуют неогеновые образования. Впадина выполнена среднеэоплейстоценовым аллювием с коренным ложем в эрозионных окнах. Ограничения впадины широтные, почти прямолинейные, особенно северное (долина р. Уда). Часть этой

долины на участке слияния рек Уда и Удикан переуглублена (200–250 м при русловых отметках ближайших рек 300–400 м). Это свидетельствует о тектоническом происхождении Удской впадины, которая является грабен-синклиналью средненеоплейстоценового заложения.

Амуро-Зейская платформенная равнина, заложенная на складчато-блоковом основании Буреинского массива, представляет собой чередование аккумулятивных впадин и пенепленизированных поднятий. Пенеплен с высотными отметками 180–350 м морфологически и по возрасту аналогичен описанному ранее. На участках неотектонических поднятий встречается островной холмисто-увалистый рельеф (500–700 м). В наиболее интенсивно воздымающемся (до 10 мм/год) блоке возле пос. Октябрьский на раннемеловых магматических породах буриндинского и талданского комплексов развито крутосклонное мелкогорье с расчлененными склонами и высотами 500–788 м. Здесь часты участки речного перехвата. Долины рек Амур и Зeya погружаются со скоростью до 1 мм/год при общем современном воздымании территории с образованием коренного цоколя террас р. Амур и протяженных antecedentных участков долины р. Зeya. На приподнятом восточном крае Амуро-Зейской равнины развит структурно-денудационный рельеф мелкосопочника, сформированный на породах буриндинского, талданского и поярковского вулканических комплексов и выраженный множеством невысоких (50–150 м) островершинных сопок и остаточных холмов, разделенных широкими равнинами. Его формирование обусловлено, по-видимому, совокупностью литологического и неотектонического факторов.

В Ушумунской и Пиканской аккумулятивных впадинах формирование субплатформенного чехла началось с тулона–кампа (завитинская свита) и маастрихта–даниа (цагаянская свита) позднего мела. До среднего миоцена формировалась обширная аллювиально-озерная равнина, осадки которой были смяты в пологие складки с северо-западным простиранием осевых плоскостей. Доплиоценовый рыхлый цоколь представлял собой аккумулятивную равнину, подвергавшуюся, начиная с плиоцена, денудации. Аккумулятивно-денудационный рельеф рыхлого цоколя образует интенсивно расчлененную высокую равнину (250–350 м) с уклонами 10–15°. Глубина расчленяющихся распадков – 20–30 м. В урезах рек обнажается и коренной цоколь Ушумунской и Пиканской впадин с высотой уступа до 50 м. Таким образом, в плиоцен-четвертичное время впадины образуют высокие цокольные обращенные аккумулятивно-денудационные равнины.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф впадин образован аллювием разновозрастных палеодолин. Плиоцен-эоплейстоценовый аллювий (белогорская свита) выполняет чехол Пиканской впадины, представленный выровненными водоразделами и участками склонов на высотах 300–400 м. Аллювий позднего неоплейстоцена и голоцена выполняет низкую и высокую (3–5 м) поймы и I надпойменную террасу (8–15 м) рек Амур, Зeya, Уркан и Деп, а также более мелких водотоков. Поймы то широкие (до 8 км), изобилующие озерами и старицами, то сужаются до ширины русла в antecedentных участках. Первые надпойменные террасы, как правило, аккумулятивные, но их высоты разнятся для одной и той же реки. Иногда присутствует и II надпойменная терраса (15–25 м). Террасовый и пойменный аллювий вмещает россыпи золота.

В южных предгорьях хребтов Тукурингра и Соктахан наблюдаются аллювиально- и делювиально-пролювиальные шлейфы. Они пересыпают палеодолину р. Деп, слагая наклонные площадки на уровне 350 м и слабо- и среднерасчлененные площадки в обрамлении Пиканской впадины с уклоном 10–15° к ее центру.

Ушмынская впадина представляет собой отложения обширного озера, существовавшего с конца палеоцена. Цоколь впадины, представленный озерными глинами кивдинской и сазанковской свит, обнажается в ее северном борту. Озерные отложения плиоцена–эоплейстоцена выполняют пологую заболоченную равнину с перепадами высот до 60 м и отдельными невысокими (до 20 м) холмами. Долины рек во впадине широкие, заболоченные. Севернее Ушмынской впадины к линейным распадам и долинам рек ниже абсолютной отметки 300 м приурочена серия вытянутых средненеоплейстоценовых озер. Не исключено их ледниковое происхождение.

Норская и Селемджинская впадины представляют собой фрагменты некогда единой озерно-аллювиальной равнины бассейнов рек Нора, Селемджа, Ига и Бысса, разобщенной позднейшей денудацией. В отличие от предыдущих впадин (цокольных равнин), Норская и Селемджинская впадины являются пластовыми равнинами. Рыхлый фундамент Селемджинской впадины (бузулинская, цагаянская и завитинская свиты) на поверхности не обнажается, выполняя погребенный Червинский грабен. Плиоцен-эоплейстоценовый аллювий (белогорская свита) трассирует меридиональное течение р. Нора и междуречье Селемджи и Иги, обнажаясь на горизонтальных поверхностях с высотами от 350 до 250 м, слагая слабо всхолмленную равнину. В слиянии Норы, Бурунды и Селемджи I и II аллювиальные террасы совместно с пойменными отложениями образуют террасированную аллювиальную равнину шириной до 35 км. Поймы этих рек широкие (до 10 км), с обилием речных рукавов, старичных и пойменных озер, прирусловыми валами. Низкая и высокая поймы, а также I терраса, разделены слабо выраженными уступами. Уступ II террасы высотой 5 м выражен более четко. Голоценовый пойменный аллювий, как правило, вложен в более древние отложения.

Техногенный рельеф представлен абразионными берегами Зейского водохранилища в пределах Верхнезейской равнины и рельефом его дна. К немасштабному техногенному рельефу можно отнести насыпи железных и автомобильных дорог, отвалы и карьеры на старательских полигонах.

НЕОТЕКТОНИКА

На неотектонической стадии площадь была вовлечена в общее дифференцированное воздымание. Сопряженные нисходящие движения проявлены локально и лишь местами сопровождаются седиментацией. Ограничения неотектонических структур выражены преимущественно разнорядковыми ступенями рельефа, положение которых большей частью наследует докайнозойскую блоковую структуру (рис. 4).

Новейшие (плиоцен-голоценовые) процессы проявлены сейсмоактивностью, вулканизмом, блоковыми вертикальными подвижками, сопровождающимися смещением речных долин, образованием antecedentных участков и мест речного перехвата, сквозных долин, водопадов и т. д.

Наибольшая амплитуда и контраст неотектонических движений отмечается для хр. Токинский Становик, воздымание которого, возможно, началось еще в миоцене, но особенно ярко проявилось в плейстоцене и сопровождалось базальтоидным вулканизмом. Амплитуда опусканий в плейстоцене здесь составила 600 м, поднятий — 800 м, а общее неотектоническое воздымание достигало 2400 м [84].

Современная тектоническая активность отражается в повышенной сейсмичности территории [84, 85]. Потенциальная сейсмическая опасность зоны Северо-Тукурингского разлома оценивается в 7–8 баллов. За последние годы здесь произошло три крупных землетрясения: Гилуйское (1972 г.), Джагдинское (1975 г.) и Огоронское (1977 г.). Зона 8-балльной сейсмической активности является район Токинского Становика (землетрясения 1937 и 1939 гг.).

Разрывные нарушения неотектонического этапа подновляли в неоплейстоцене разломы более древнего заложения. Они хорошо выражены на схеме современных вертикальных движений земной коры (рис. 4) прямолинейными ограничениями и перегибами изолиний на границе разновоздымающихся блоков. По ориентировке и времени заложения выделяются три системы новейших разломов.

Наиболее древними являются широтные разломы, активизировавшиеся в среднем неоплейстоцене. Они трассируются предгорными шлейфами вдоль склонов хребтов Тукурингра, Соктахан и Джагды, грабенообразной Удской впадиной, срезанием палеодолин более древнего возраста с денудацией их аллювия. Подобные разломы в Джугджуро-Становой сводово-блоковой системе ограничивают ряд элементов экзарационно-денудационного рельефа и обуславливают прямолинейные современные русла ряда рек. Меридиональные дизъюнктивы позднеоплейстоценового заложения наиболее проявлены на Сибирской платформе, где они фиксируются прямолинейными руслами рек, резкими коленообразными изгибами Станового хребта, речных долин, сменой типов и форм рельефа. Важную роль играют разломы северо-восточного простирания, для которых установлена лишь голоценовая новейшая история их развития. Они фиксируются границами разновоздымающихся блоков на схеме вертикальных подвижек. Смещения осевых водоразделов хребтов Тукурингра, Соктахан и Джагды фиксируются амплитудой 10–30 км. По смене положения этих хребтов с разной интенсивностью воздымания определяются правосторонние взбросо-сдвиги.

История развития рельефа. Для всестороннего анализа истории развития рельефа в докайнозойское время пока нет необходимых данных. Можно лишь утверждать, что развитие площади в начале кайнозоя происходило в континентальных условиях. В субплатформенный этап развитие рельефа отразило три стадии активизации: заложение меридиональных грабенов в позднем мелу и складкообразование в конце эоцена и середине миоцена. В периоды тектонической стабилизации (палеоцен–начало эоцена, олигоцен–начало миоцена, конец миоцена) в усло-

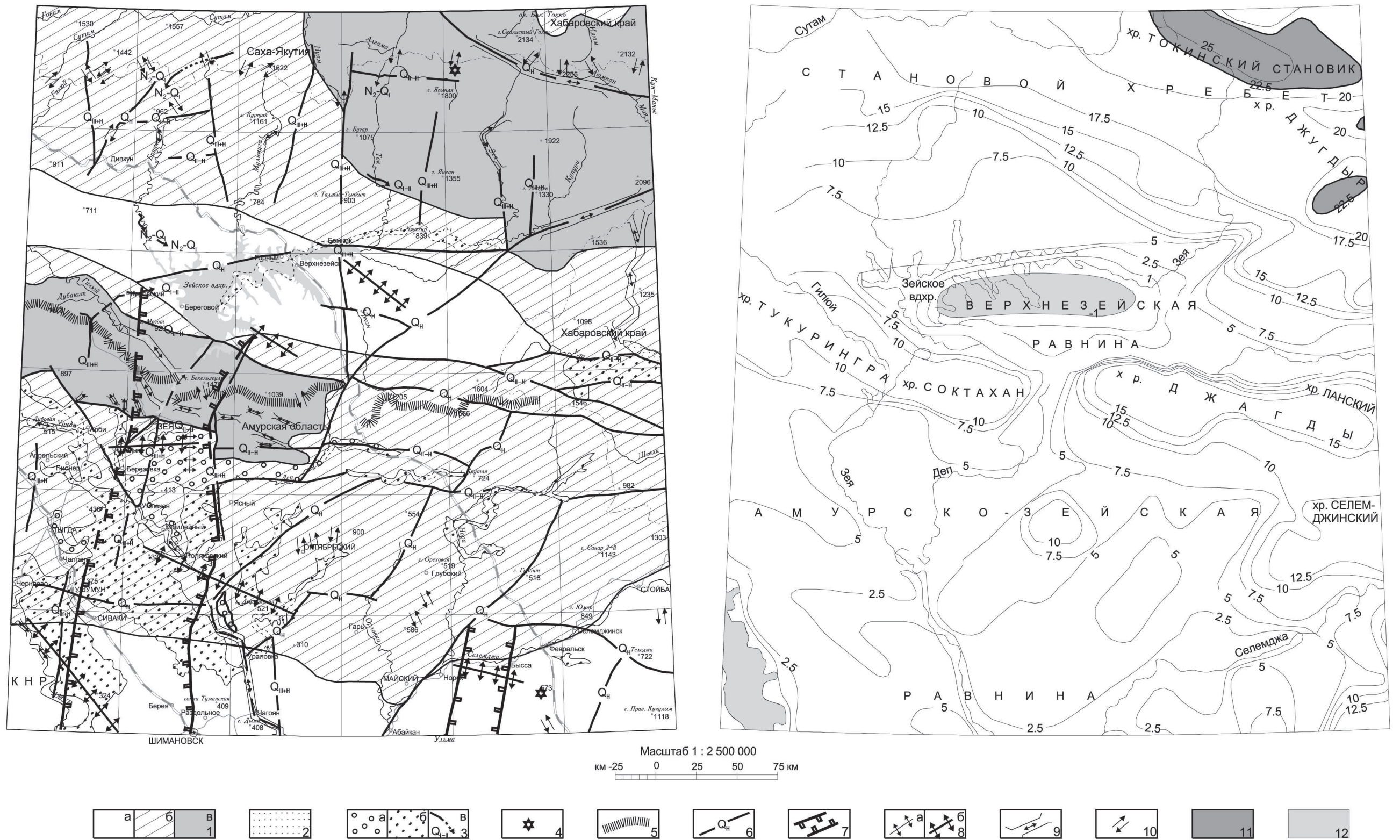


Рис. 4. Схема неотектонических подвижек (составила Ю. Р. Волкова) со схемой современных вертикальных движений земной коры (по Никитенко, 1990).

1 – зоны сейсмоактивности: а) 5 баллов; б) 6 баллов; в) 7–8 баллов; 2 – переуглубленные участки речных долин; 3 – палеодолины, частично погребенные (пунктиром – предполагаемые тальвеги): а) N_2-Q_1 ; б) Q_{1-II} ; в) немасштабные, с указанием возраста палеодолин; 4 – вулканы N_2-Q_1 ; 5 – оси хребтов Тукурингра–Соктахан–Джагды; 6 – неотектонические разломы, устанавливаемые различными методами, и их возраст; 7 – границы позднемиоценовых–палеогеновых (K_2-P_1) грабенов; пунктиром – их продолжение на ранне-среднечетвертичных поднятиях, где отложения K_2-P_1 отсутствуют; 8 – оси антиклиналей: а) P_2 ; б) N_1^2 ; 9 – наиболее значимые antecedentные речные долины; 10 – участки перехвата речных долин, сквозные долины.

Для схемы современных вертикальных движений (изолинии – через 2,5 мм/год): 11 – участки максимального (22,5–25 мм/год) современного воздымания; 12 – участки современного опускания (от 0 до 1 мм/год).

виях субтропического климата происходили процессы денудации рельефа с образованием пенеплена и широких аллювиально-озерных равнин (Амуро-Зейская, Верхнезейская). Четвертичная история рельефа разбивается на ряд этапов.

1. Плиоцен–эоплейстоцен (N_2-E). Относительно спокойные и медленные блоковые вертикальные подвижки. Начало роста горной цепи Тукурингра–Соктахан–Джагды с формированием предгорных шлейфов. Заложение ряда рек (Зея, Брянта, Селемджа, Нора, Бысса и др.). Перестройка существующей гидросети (в том числе смещение русла р. Зея), заложение новых рек. Дальнейший рост хребтов, извержения Окононского вулкана. На Верхнезейской и Амуро-Зейской равнинах существование обширных озер, заболачивающихся по берегам. Похолодание климата с вымиранием ряда субтропических растений с переходом территории в зону хвойно-широколиственных лесов с единичными реликтами субтропической растительности.

2. Средний неоплейстоцен (Q_{II}). Тазовское оледенение, формирование гляциальных форм рельефа. Максимальный рост горных хребтов, в том числе Станового. Заложение современной гидросети и широтной системы новейших разломов. На большей части территории – растительность тундры и лесотундры, вымирание теплолюбивых растений.

3. Поздний неоплейстоцен (Q_{III}). Тектонически стабильный период. Климат умеренно теплый с отдельными похолоданиями. Преобладание денудационных процессов. Заложение озер. В конце позднего неоплейстоцена – сартанское оледенение с формированием гляциально-денудационного высокогорного рельефа хребтов Токинский Становик и Джугдыр, трогов на Селемджинском хребте, врез и перехват уже имеющих русел. Растительность лесотундры, в высокогорьях – горной тундры, на юге – тайги.

4. Голоцен (Q_H). Современный рельеф, сейсмотектоническая активность с подвижками по правосторонним взбросо-сдвигам северо-восточного простирания, образование ряда подпрудных озер. Образование Зейского прорыва между хребтами Тукурингра и Соктахан с объединением верхней и нижней частей современного русла р. Зея. Климат зональный с потеплением в начале голоцена. Аккумулятивные отложения квартера вмещают россыпи золота, поделочных камней и др., сформированные при процессах денудации. К ним приурочены месторождения стройматериалов, залежи торфов.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В геологическом развитии площади отмечается несколько крупных эпох: архейско-раннепротерозойская, рифейская, венд-раннепалеозойская, палеозойско-раннемезозойская, мезозойская. В конце мезозоя на территории проявилась интенсивная тектоно-магматическая активизация. На границе позднего мела–палеогена наступила эпоха, в течение которой начали формироваться структуры молодой платформы, сменявшаяся стадией неотектонических преобразований, которые продолжают и в настоящее время.

История геологического развития структур раннего докембрия площади восстанавливается весьма предположительно. В пределах Алдано-Станового щита Сибирской платформы и Буреинского массива выделяется несколько этапов развития, соответствующих алданию, становию, сахаборию, раннему и позднему протерозою. Можно предполагать, что древнейшие подвижные области охватывали всю рассматриваемую территорию, хотя границы бассейнов седиментации могли во времени меняться. Характерна неоднородность процессов метаморфизма, магматизма, сопряженных со складчатостью и блоковыми движениями. Раннеархейские образования Алдано-Станового щита начали формироваться, вероятно, ранее 3,8 млрд лет. В период алдания предположительно в морской обстановке отлагались толщи терригенных (песчаники, алевролиты, аргиллиты, граувакки) и хемогенных (карбонатные и кремнистые породы) образований с излияниями толеитовых базальтов, андезибазальтов и андезитов. Около 3,8 млрд лет в данные отложения внедрились базит-гипербазитовые интрузии керегелийского, майско-джанинского и хорогочинского комплексов. Позднее породы были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. В результате этих процессов сформировались эндербито-чарнокитовые комплексы (древнеалданский и дамбукино-ларбинский) с сопутствующей мигматизацией, а в зонах региональных разломов — эклогиты.

В начале становия (3,5 млрд лет) происходит дробление сформировавшихся кристаллических комплексов в пределах Станового и Джелтулакского(?) глубинных разломов. Вдоль этих дизъюнктивов происходит заложение троговых систем, в которых начинается формирование гранит-зеленокаменных поясов. До рубежа 3,2 млрд лет здесь отлагаются осадочные и вулканогенные образования, в которые около 3,1 млрд лет назад внедрились габброиды и ультрабазиты лучинского комплекса и кварцевые диориты токсско-алгаминского комплекса. Далее троговые образования подверглись интенсивной складчатости и региональному ме-

таморфизму амфиболитовой фации, которые сопровождались образованием мигматит-гранитового древнестанового комплекса.

В раннем сахабории (2,8–2,9 млрд лет) отмечались образования осадочно-вулканогенных и карбонатных толщ, которые были прорваны магматитами идюмо-тырканского комплекса. В конце этапа породы подверглись складчатости, умеренно-градиентному метаморфизму гранулитовой фации, гранитообразованию и мигматизации (нюкелинский комплекс).

В конце сахабория (2,5–2,8 млрд лет) на Алдано-Становом щите и Буреинском массиве происходило накопление осадочно-вулканогенных образований, завершившееся складчатостью, метаморфизмом в условиях эпидот-амфиболитовой фации, гранитообразованием и мигматизацией (идюмский, древнебуреинский и другие комплексы). На Алдано-Становом щите в зонах крупных разломов в результате интенсивных тектонических процессов кристаллические комплексы были рассланцованы и бластомилонитизированы. На них был наложен регрессивный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

В раннем протерозое на Алдано-Становом щите, возможно, начался орогенный этап развития, произошли расколы фундамента, вдоль которых проявились разнонаправленные перемещения блоков, интенсивный катаклиз пород, локальный метаморфизм. Преимущественно в северо-западных разломах формируются треугольные структуры, выполненные терригенными отложениями желтулакской и сугджарской серий, авгенкурской и таксакандинской толщ. В этот период отмечается внедрение расслоенных тел и даек ультрабазитов кунманьенского комплекса с Cu–Ni (и Pt) оруденением. Около 1,9 млрд лет произошло внедрение гранитоидов тукурингрского и позднестанового комплексов.

В рифее в пределах Алдано-Станового щита формировался чехол Сибирской платформы. В северо-восточной части площади на северных склонах Станового хребта наблюдаются небольшие участки развития нижнерифейских терригенно-карбонатных отложений Учуро-Майской плиты (учурская серия). В грабен-синклиналях на Буреинском массиве отлагались известково-терригенные породы армийской серии.

В венде и раннем кембрии началось формирование структур Буреинского массива с отложением терригенно-карбонатных образований сухарниковской и чагойанской свит и косматинской толщи в Норско-Сухотинском прогибе. Одновременно происходит заложение Амура-Охотской складчатой системы. Буреинский массив дробится на Гонжинский, Октябрьский (Мамынский) и Туранский блоки. В ордовике здесь по крупным разломам различной кинематики внедрились батолиты кивилийского, суларинского и октябрьского комплексов. Становлению последнего предшествовало излияние кислых вулканитов октябрьской толщи.

С начала силурийского периода и до конца юры на площади было два континентальных массива (Сибирский и Буреинский), разделенных Амурским океаническим бассейном. Отдельные участки континентов иногда покрывались морем. До конца палеозоя здесь накапливались осадочные образования. Все это сопровождалось интенсивными тектоническими процессами, основным вулканизмом субаквального характера. В позднем девоне и карбоне условия осадконакопления почти не меняются, но мор-

ской бассейн постепенно сокращается. В Амуро-Охотском бассейне формировался вулканогенно-терригенный эвгеосинклинальный комплекс (Ян-кано-Джагдинская зона), а на Буреинском континенте — миогеосинклинальный терригенный комплекс (Норско-Сухотинский и Ольдойский прогибы). В конце среднего и в начале позднего палеозоя в пределах Буреинского массива происходит становление крупных гранитоидных батолитов тырмо-буреинского комплекса. В перми и раннем триасе начались интенсивные восходящие движения, сопровождающиеся складкообразованием, интрузивным магматизмом, формированием краевых прогибов. Происходит сближение Сибирского и Буреинского континентов, осадочные образования сминаются в складки и надвигаются на краевую часть Сибирского континента. На Буреинском массиве внедряются субщелочные гранитоиды харинского комплекса, происходит излияние лав мангурской толщи. Возможно, в это время начались интенсивные блоковые движения по крупным глубинным разломам (Южно- и Северо-Туруингский, Улигданский и др.), в зонах которых формировались и перемещались в верхние части литосферы ультрабазитовые, базитовые и гранитоидные интрузии (пиканский, златоустовский, урушинский комплексы). Начиная с позднего триаса, в Амуро-Охотской области и в пределах Буреинского массива располагались мелководные окраинные моря, в которых отлагались туфогенно-осадочные толщи, чему способствовала спокойная тектоническая обстановка. В середине юры активизировались вертикальные движения. В результате продолжающегося прогибания земной коры происходит дальнейшая трансгрессия моря. На Буреинском массиве (Депский, Верхнеамурский прогибы) и в Амуро-Охотском регионе (Унья-Бомская подзона и др.) накапливаются однообразные флишеидные туфогенно-терригенные образования. В зоне Станового разлома заложился рифтовый пояс, в грабенообразных межгорных котловинах которого накапливались грубообломочные толщи с каменными углями (беркакитская свита). Вдоль древней окраины континента сформировался вулканический Желонский прогиб. Осадконакопление здесь сопровождалось изменениями лав преимущественно среднего состава. В позднеюрскую эпоху происходит обмеление морского бассейна. Шельфовые моря из окраинных превращаются в континентальные, сокращаются по площади. К концу юры морские бассейны постепенно становятся лагунными, а затем сменяются пресноводными озерными. Морские отложения сменяются угленосными континентальными.

В конце юрского — начале мелового периодов начинается мощный этап тектонических деформаций — начало мезозойского цикла складчатости. Толщи мезозойских и палеозойских осадочных образований были смяты в складки, иногда (в основном в зонах тектонических нарушений) метаморфизованы в условиях низких ступеней зеленосланцевой фации. В условиях сдвиговых перемещений Буреинского континента вдоль южной части Сибирского континента проявились многочисленные горизонтальные движения. Отдельные фрагменты Амуро-Охотской СС были надвинуты друг на друга с образованием чешуйчато-надвиговых и шарьяжных структур. Вдоль глубинных разломов (Северо-, Южно-Туруингский и др.) породы были метаморфизованы в зеленосланцевой, иногда — эпидот-амфиболитовой фации, претерпели многократные разно-

ориентированные деформации. В результате этого произошла кратонизация площади, началась орогенная стадия ее развития. В пределах Алдано-Станового щита сформировались плито- и лакколитообразные батолиты тындинско-бакаранского комплекса. В северной части Буреинского массива внедряются крупные интрузии верхнеамурского комплекса.

В начале мелового периода тектоническая активность проявилась на юге Сибирского континента, где в берриасе заложилась Боконская межгорная впадина, в которой отложились слабоугленосные молассоидные отложения. Одновременно началось образование Удско-Куйдусунской вулcano-плутонической зоны. Южнее, в северной части Буреинского континента формировались межгорные впадины с угленосно-молассовым осадконакоплением (огоджинская и умлеканская свиты), на месте которых образовались вулканические прогибы с массовыми излияниями эффузивов среднего и кислого составов. В это же время здесь внедряются малые интрузии и дайки бурундинского и меунского комплексов. Аналогичные процессы на Алдано-Становом щите в пределах Становой ВПЗ начались позднее, в барреме. Здесь, вдоль зон разломов закладываются вулканические прогибы и впадины, где отлагаются терригенные и молассоидные образования (нагорненская, уганская и другие свиты). В апте в пределах вулканических построек началось извержение вулканов, изливаются средние и кислые вулканы повышенной щелочности (сэгангринский, бомнакский и вангинский ВК), внедряются гипабиссальные интрузии гранитоидов джелиндаканского и ираканского комплексов, с которыми связано золотое, серебряное и молибденовое оруденение. Перемещения по разломам были весьма интенсивными. Именно в эту эпоху структуры площади приобрели современный блоковый характер. С туранского по маастрихтский век грабены, сформировавшиеся в пределах континентальных рифтов, заполняются молассоидными отложениями завитинской, калининской и пальпагинской свит. К концу мелового периода сформировались основные черты современного рельефа.

На границе мела и палеогена происходит постепенное ослабление тектонической активности, наступает стабилизация активизированных структур площади. С маастрихтского века начинают отлагаться озерно-аллювиальные континентальные осадки (цагайская свита). В пределах рассматриваемого района начался платформенный этап развития. Континентальные впадины предплатформенной стадии с позднего дания резко замедляют свое прогибание, одновременно происходит расширение площади аккумуляции и формируются обширные депрессии: Верхнезейская — в южной части Алдано-Станового щита и Амуро-Зейская — на Буреинском массиве. Происходит существенное выравнивание рельефа. Периоды тектонической стабилизации региона (поздний мел до маастрихта и начало эоцена) характеризуются образованием в условиях субтропического климата мощных гидрослюдисто-каолининовых кор выветривания на пенепленизированных поверхностях Верхнезейской и Амуро-Зейской равнин. В эоцене территория вступила в стадию неотектогенеза. Заложилась многочисленная грабены, в которых накапливались угленосные терригенные отложения. С плиоцена в долинах палеорек начинают формироваться древние россыпи золота. Отложения грабенов перекрываются осадками обширной озерно-аллювиальной равнины. В начале нео-

плейстоцена происходит перестройка гидросети, дальнейший рост горных хребтов. Оформляется современный рельеф. В зоне Станового разлома происходит излияние щелочных базальтоидов оконной свиты. В конце среднего неоплейстоцена территория подверглась оледенению. В верхнем неоплейстоцене климат на большей части площади был умеренно теплым. В конце верхнего неоплейстоцена произошло очередное оледенение.

В начале голоцена рельеф приобретает современные очертания, наступает тектоническая активизация. Происходит рост горных хребтов. Вдоль глубинных разломов (Становой, Северо-Турунгский и др.) продолжаются перемещения, сопровождающиеся крупными (до 8 баллов) землетрясениями. В четвертичный период сформировалась подавляющая часть аллювиальных и делювиальных россыпных месторождений золота, иногда с платиной.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа N-52 установлено большое количество месторождений и проявлений различных полезных ископаемых. Особое значение имеют многочисленные россыпные и коренные месторождения золота. В настоящее время расширяется добыча золота из коренных месторождений. Цветные и редкие металлы (свинец, цинк, медь, олово, молибден, ртуть, сурьма) образуют средние и мелкие, часто непромышленные месторождения и многочисленные проявления. Каменные и бурые угли развиты в Амуро-Зейской группе впадин и Верхнезейской впадине. Месторождения строительных материалов и огнеупорных глин разведаны и частично освоены в районах, прилегающих к Транссибирской и Байкало-Амурской железнодорожным магистралям.

Минерагеническое районирование территории проведено на основе схемы минерагенического районирования Легенды ДВСЛ [209]. Выделенные минерагенические провинции — Алданская, Становая, Амуро-Охотская, Ханкайско-Буреинская — соответствуют областям, характеризующимся различным возрастом и составом слагающих их образований, индивидуальной историей формирования и характерной минерализацией. Элементами 2-го порядка являются минерагенические зоны, характеризующиеся распространением рудоносных геологических формаций определенного генетического типа. Географически обособленные части минерагенических зон в зависимости от их размеров и минерально-сырьевого потенциала выделяются в ранге установленных или потенциальных рудных районов и рудных узлов.

Подавляющее число перспективных рудных объектов связано с эпохой мезозойской тектоно-магматической активизации, во время которой сформировались вулканоплутонические структуры. С ними пространственно и парагенетически связаны золотое, золото-серебряное, медно-молибден-порфировое (с золотом) оруденение (Умлекано-Огоджинская молибдено-медно-серебро-золоторудная, Южно-Становая и Северо-Становая молибдено-серебро-золоторудные МЗ).

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ И ГАЗ

Газ горючий. В западной части листа установлены два газовых проявления: Дактуйское (IV-1-70), приуроченное к небольшому разлому в

верхнеюрских терригенных породах ускалинской свиты, и Алгаканское (IV-1-33), приуроченное к зоне дробления в девонских отложениях имачинской свиты, прослеженной на 1 км при мощности 30–50 м. Выделение горючего газа на обоих проявлениях продолжалось 10–15 дней. Состав газа не выяснен. Проявления оценены как бесперспективные.

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Уголь — главное энергетическое сырье на рассматриваемой территории. Здесь известны месторождения и проявления каменного и бурого угля.

Уголь каменный. Месторождения и проявления каменного угля сосредоточены в пределах Эльгинского (южная часть), Депского и Огоджа-Гербижанского (западная часть) каменноугольных районов.

Депский каменноугольный район включает Депское месторождение и многочисленные проявления. Депское месторождение (V-2-29) площадью 220 км² приурочено к депской и молчанской свитам. Угленосные отложения верхней юры и нижнего мела представляют собой многократное чередование прослоев угля, углистых аргиллитов, аргиллитов, алевролитов, туфов и песчаников. Всего установлено более 100 пластов и пропластков каменного угля, но лишь единичные из них имеют рабочие параметры. В депской свите установлено до 60 пластов угля, из них восемь пластов мощностью от 1 до 2,8 м, в том числе два промышленных. В молчанской — 44 пласта каменного угля, из которых лишь шесть (мощность 0,6–2,5 м) имеют промышленное значение. Е.Е.Краснянской запасы месторождения оценены в 54,2 млн т [206]. Марочный состав углей от длиннопламенных до тощих, марок «Г», «Т». Прогнозные ресурсы по категории P₂ Депского района 408,1 млн т [123].

Огоджа-Гербижанский каменноугольный район расположен в бассейне р. Селемджа. Здесь известно Гербижанское (западная часть) месторождение каменного угля (V-6-66) и одно проявление (VI-6-4) [122]. На площади в 70 км², сложенной раннемеловыми отложениями огоджинской свиты, выявлено около 20 угольных пластов. Относительно выдержанные по мощности и качеству пласты прослеживаются по падению и простиранию продуктивной толщи. Мощности пластов изменяются от 0,87 до 6,8 м, суммарная по группам — от 1,67 до 11,2 м. Глубины залегания составляют от 1,4 до 288 м. По выдержанности, мощности, строению и качеству угольных пластов месторождение отнесено к III группе. Углы падения пород по площади и в разрезе изменяются от 10 до 40°. В продуктивной толще встречаются субвулканические тела, оказывающие существенное влияние на мощность рабочих пластов и качество угля. Угли длиннопламенные, газовые, жирные, слабоспекающиеся, вблизи контактов с субвулканическими телами — тощие и антрациты. Высокометаморфизованные угли марки «Т» пригодны в качестве энергетического топлива. В пределах площади перспективных участков для добычи угля открытым способом практически нет. Прогнозные ресурсы по категориям P₁ + P₂ составляют 165,7 млн т [122].

На северо-востоке листа в пределах Эльгинского каменноугольного района известно проявление р. Худуркан (I-6-1) в отложениях беркакитской свиты позднеюрского возраста. Угли образуют пласт мощностью 1 м и многочисленные линзовидные прослойки мощностью 0,05–0,2 м. Протяженность угольного пласта в обнажениях до 300 м [32].

Уголь бурый. Месторождения и проявления развиты в пределах Верхнезейской впадины и Амуро-Зейской группы впадин, где выделяются одноименные буроугольные районы (бассейны).

Амуро-Зейский буроугольный бассейн находится на юго-западе листа рядом с Транссибирской железнодорожной магистралью (между станциями Тыгда и Шимановск). Наиболее крупное Тыгдинское месторождение (V-2-45) располагается на периферии Ушумунской впадины, vyplненной осадками амуро-зейской серии и белогорской свиты. Мощность угленосных отложений 255 м. В кивдинской свите установлен один пласт угля мощностью 7,4 м, в бузулинской – несколько пластов. Угли кивдинской свиты и нижний пласт бузулинской залегают на большой глубине (80–100 м) и пока не представляют промышленного интереса. Основное промышленное значение имеет верхний пласт бузулинской свиты мощностью от 12,8 до 20,7 м, протяженностью более 33 км, при ширине залежи 2–6 км. Размытыми в долинах рек пласт разбит на четыре участка [238]. Глубина залегания составляет от 0,5 до 75 м. Технологическая группа угля Б-1. Запасы по категориям $A + B + C_1$ составляют 466,4 млн т [41].

Бурые угли установлены скважинами в завитинской, кивдинской и бузулинской свитах (V-2-49, VI-2-3, 9 и др.). В поярковской свите (VI-2-3) отмечается до 37 пластов мощностью 0,1–3,0 м, залегающих на глубине 96,0–293 м. Прогнозные ресурсы по категориям $P_1 + P_2$ составляют 674 млн т [123]. В завитинской свите на глубинах 77,4–187,9 м установлено три пласта угля, нижний имеет мощность 49,4 м. Отложения кивдинской свиты (VI-2-9) содержат два пласта бурого угля мощностью 0,7–9,5 м, запасы по категории C_2 составляют 131,5 млн т [123]. В бузулинской свите (V-2-49) установлено пять пластов бурых углей, залегающих на глубине 5–156 м. Мощность наиболее перспективных пластов в верхней части разреза достигает 30 м. Прогнозные ресурсы по категории P_1 составляют 541 млн т [123]. Угли бузулинской свиты на ряде участков (в районе станций Мухино, Сиваки и в бассейне р. Таракон) могут быть рекомендованы как объекты, пригодные для открытой добычи.

В пределах Верхнезейского буроугольного района выявлен ряд проявлений угля в отложениях тымнинской серии (дутканская и пальпагинская свиты). Проявления (III-3-5, 6, 9, 19 и др.) в дутканской свите представлены 27 пластами углей мощностью 0,1–15,0 м, вскрытых скважинами на глубине 6–300 м; технологическая группа Б-2. Отложения свиты перспективны для поисков промышленных месторождений, особенно вдоль северной окраины впадины. Угленосность пальпагинской свиты представлена маломощными прослойками бурых углей и углистых аргиллитов, залегающих на значительной глубине. Прогнозные ресурсы Верхнезейского района по категории P_2 – 150 млн т, по категории P_3 – 16 343 млн т [123].

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. Основная часть железорудных месторождений и проявлений расположена в Шимановско-Гаринской золото-цинково-свинцово-железорудной минерогенической зоне. Многочисленные железорудные проявления и пункты минерализации встречаются также в Сутамском железорудном районе и Сивакано-Чогарской титаново-железорудной минерогенической зоне.

Наиболее разведанными являются месторождения в бассейне р. Гарь, в 110 км к северо-востоку от г. Шимановск. Гарьская серия раннепротерозойского возраста вмещает Гаринское, Лебедихинское, Имчиканское и другие месторождения.

Месторождение Гаринское (VI-4-7) расположено среди выходов гарьской серии в полосе северо-восточного простираения длиной до 4 км и шириной до 1,5 км. Породы слагают синклинальную складку с крутым падением крыльев, осложненную многочисленными разрывными нарушениями. На месторождении установлено 56 рудных тел мощностью 2–50 м и протяженностью 80–1500 м. Тела имеют пластовую и линзовидную форму и характеризуются крутым падением. По падению они разведаны до глубины 500 м. Преобладают магнетитовые руды, редко встречаются магнетит-гематитовые. По содержанию железа они подразделяются на богатые (55,7 %), средние (34,0 %) и бедные (23,4 %) [39]. Оработка месторождения возможна карьерами. Запасы руд указаны в табл. 1.

Месторождение Лебедихинское (VI-4-2) расположено в 8 км к северу в сходной геологической обстановке. Рудные тела приурочены к двум ксенолитам пород гарьской серии, расположенным среди гранитоидов октябрьского комплекса. Руды слагают линзовидные и пластовые тела небольших размеров. Среднее содержание (%): железа – 36,07, кремнезема – 24,3, серы – 1,13 и фосфора – 0,24. Запасы по категории C₂ – 1117 тыс. т.

Месторождение Имчиканское (VI-3-3) расположено в 14 км к западу от Гаринского месторождения в аналогичной геологической обстановке. На месторождении выявлено несколько пластообразных залежей магне-

Т а б л и ц а 1

Запасы руд Гаринского месторождения

Категория запасов	Содержание, %			Запасы руд, млн т	В том числе богатые руды
	Fe	S	P		
A	42,7	1,14	0,22	22,5	11,9
B	43,2	1,19	0,21	61,3	31,9
C ₁	40,8	1,10	0,21	127,7	38,4
C ₂	40,8	–	–	177,3	–
A + B + C ₁ + C ₂	–	–	–	388,8	82,2

титовых руд с высоким содержанием серы (до 9,74 %). Среднее содержание (%): железа — 36,6, кремнезема — 19,29, фосфора — 0,11. Запасы по категории C_1 — 1,5 млн т.

Месторождение Партизанское (V-3-66) расположено в 40 км к северо-западу от Гаринского месторождения. Оно приурочено к контакту известняков и песчано-глинистых отложений полуночкинской толщи с кварцевыми диоритами буриндинского комплекса. В приконтактной зоне породы нижнего-среднего девона сильно ороговикованы, скарнированы и содержат железные руды, которые слагают шесть неправильных залежей протяженностью от 10 до 100 м и мощностью до 40 м. Состав руд: магнетит, гематит, мангано-магнетит. Содержание железа 43–67 %. Запасы руд по категориям C_1 и C_2 — 0,5 и 1 млн т соответственно. Перспективы прироста запасов не ясны.

Шимановская группа месторождений расположена в 35 км к северо-западу от г. Шимановск. Месторождения выявлены под рыхлыми кайнозойскими отложениями мощностью от 9 до 282 м. В группу входят Красиловское (VI-2-6), Мухинское (VI-2-4) месторождения и проявления Аномалия-17 (VI-2-5) и Аномалия-3 (VI-2-7). Железорудные тела представлены неправильными метасоматическими залежами скарнов и скарноидов в терригенно-карбонатных породах гарьской серии. Протяженность рудных тел до 500–780 м, мощность от 30 до 220 м. В составе руд преобладает магнетит. Среднее содержание железа 25–37 %. Прогнозные ресурсы Красиловского месторождения по категории P_1 , разведанные до глубины 500 м, составляют 67,2 млн т; Мухинского — 16,8 млн т. Общие прогнозные ресурсы Шимановской группы месторождений по категории P_2 составляют 540 млн т [211].

В пределах Буреинского массива располагается Селемджинское (VI-6-3) месторождение, представленное залежами магнетита в скарнированных габброидах гаринского комплекса. Запасы руд категории $B + C_1 + C_2$ — 0,96 млн т. Месторождение недоразведано [211].

Проявление Кайкойское (VI-6-24) расположено в бассейне р. Бысса. Проявление находится в пределах Кайкойской зоны магнитных аномалий северо-восточного простирания длиной 18 км, шириной от 1 до 3 км. Среди амфиболитизированных габброидов амурского комплекса в зоне дробления шириной от 50 м до 1 км вскрыто десять крутопадающих рудных тел протяженностью от 30 до 1800 м и мощностью от 1 до 23 м. Руды существенно магнетитовые, массивные, полосчатые и брекчиевидные. Содержание растворимого железа колеблется от 17,23 до 54,22 % при среднем — около 22 %. В рудах наблюдаются также ванадий (до 0,08 %), титан (до 1 %), медь (до 0,05 %). Прогнозные ресурсы по категории P_1 составляют 33,9 млн т [182]. По оценке [237] прогнозные ресурсы магнетитовых руд Кайкойской зоны магнитных аномалий равны 318 млн т.

В бассейне р. Сутам (южная часть Сутамского железорудного района) располагается группа проявлений (I-2-1, 4, 10, 12, 17; I-3-2, 28) и пунктов минерализации железа (I-3-3, 11, 14, 20, 26, 27). Пачки железистых кварцитов приурочены к контакту нижней и верхней толщ гидатской серии. Протяженность их от 0,5 до 3 км (редко до 7–8 км), мощность 40–200 м. Залегание кварцитов крутое (45–80°). Они прослежены

на глубину от 150 до 700 м. Качество железных руд очень высокое — это магнетитовые руды со средне-крупнозернистой структурой.

В пределах Брянтино-Сугдjarской, Сивакано-Чогарской и Джелтулакской минерагенических зон известны Золотогорское железорудное месторождение, проявления (II-4-27, 55; III-1-81) и многочисленные пункты минерализации железа (I-2-82, 94; II-2-2, 3, 9, 10, 21; II-5-33; II-6-31, 35, 37; III-6-1, 2, 4, 10, 11).

Месторождение Золотогорское (III-1-73) находится в Дамбукинском рудном районе в 150 км к северо-западу от г. Зея. Среди высокоглиноземистых гнейсов дамбукинской серии выявлено пять крутопадающих пластов куммингтонит-магнетитовых кварцитов. Мощность рудных залежей 2,3—13,2 м (средняя 6,8 м), длина от 250 до 2100 м. Содержание железа в рудах 20—48 % (среднее 32 %). Запасы (до 50 м) по категории C_2 составляют 3,3 млн т. Прогнозные ресурсы по категории P_2 — 26,9 млн т [211].

Некоторые проявления, расположенные в зоне влияния БАМ (Сиваканское — II-4-55 и Ландыш — II-4-27 в Сиваканском железорудном районе), требуют постановки разведочных работ.

Марганец. Заслуживающая внимания марганцевая минерализация известна в Шимановском железорудном узле Шимановско-Гаринской минерагенической зоны. Проявления (VI-2-7, 8) марганцевых руд приурочены к площади распространения терригенно-карбонатных отложений гарьской серии.

Проявление Аномалия № 3 (VI-2-7). Среди мраморизованных известняков и гранатовых скарнов скважинами вскрыты магнетитовые руды с марганцевыми минералами (кнебелит, пироксмангит). Содержание окиси марганца от 1,57 до 21,95 %. Угол падения рудной залежи 80—90°, размеры не установлены. В коре выветривания, установленной железными рудами, содержание окиси марганца составляет от 16,67 до 21,95 %. Мощность коры выветривания 29 м (интервал глубин 105—134 м) [187].

Проявление Берея (VI-2-8). Под рыхлыми кайнозойскими отложениями на глубине 101—170 м скважинами вскрыта пачка магнетитосодержащих роговиков на контакте карбонатно-сланцевых пород с диоритовым массивом, оруденение прослежено до глубины 271 м. Вскрыты кнебелитовые метасоматиты с повышенными содержаниями марганца (от 1—5 до 10—20 %). Рудные минералы: магнетит, мартит, пьомонтит, сульфиды, гидроокислы марганца и железа [187].

В Чагоянском рудном узле в известняках чагоянской свиты отмечаются прослои алевролитов с мелкими сферическими стяжениями гидроокислов марганца (VI-3-40). Содержание марганца — до 11,76 %. В корях выветривания этого узла установлена гипергенная (инфильтрационная) марганцевая минерализация (VI-3-43). В черных глинах с манганосидеритом и псиломеланом содержание марганца достигает 35,26 %. Мощность глин 1—2 м, а в карстовых воронках до 15 м [187].

Хром. Хромитовая минерализация известна в пределах Деспко-Гаринского рудного узла среди депских ультрабазитов (V-3-23). При дражной отработке золотоносной россыпи по р. Гарь-2, в 1,7 км выше устья руч. Завершающий, были подняты глыбы (30 × 40 × 20 см) и мелкие об-

Состав хромитовых руд Деспско-Гаринского рудного узла

№ п/п	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Cr ₂ O ₃
								FeO(FeO + 0,9Fe ₂ O ₃)
1	0,07	15,85	55,65	1,35	12,86	9,24	13,55	3,95
2	0,08	15,02	54,21	1,56	12,62	0,19	15,59	3,86
3	0,06	23,92	44,66	0,91	16,63	0,32	12,08	2,55

ломки рудных хромитов. Это массивные крупнозернистые руды, состоящие на 90–95 % из хромита. Количество силикатов, входящих в состав руд, не превышает 10 %. Содержание Cr₂O₃ в руде варьирует от 44,66 до 55,65 % (табл. 2).

По содержанию Cr₂O₃ и соотношению Cr₂O₃/FeO(FeO + 0,9Fe₂O₃) хромиты соответствуют богатым рудам, не требующим обогащения. Мощность хромитового тела оценивается в 10 м, протяженность неизвестна.

Титан. На площади листа известны коренные проявления (I-2-91; III-2-39) титановой минерализации, шлиховые ореолы (I-2-6) и россыпепроявления титансодержащих минералов (I-2-20; II-4-7, 33; III-2-80).

Проявление Стрелка (III-2-39) находится в Дамбукинском рудном районе. Среди метаморфитов камрайской свиты раннего архея выявлена субмеридиональная зона длиной более 7000 м и шириной около 1500 м, в пределах которой широко развиты магнезиально-железистые, натриево-кальциевые и кремне-калиевые метасоматиты. В зоне Основная протяженностью 1500 м концентрируется титановое оруденение, связанное с магнезиально-железистыми метасоматитами. Они образуют линзы мощностью от 3 до 106 м и протяженностью до 670 м. Содержание окиси титана в рудах от 1–3 до 10 % [211].

Проявление Брянтинское (I-2-91) расположено среди раннепротерозойских магматитов лучанского комплекса перидотит-габбровой формации (Лучанский массив). В центральной части массива отмечаются элементы неясновыраженной расслоенности. Выявлены две рудные залежи видимой мощностью 500–1000 м и протяженностью 1–2 км (по данным маршрутных наблюдений). Руды вкрапленные, комплексные апатит-ильменомagnetит-ильменитовые. Среднее содержание TiO₂ в рудах 5–5,5 %, в отдельных пробах – 7–12 %. Соотношение magnetита, титаномagnetита и ильменита 3 : 1 : 2.

В россыпных месторождениях золота установлены россыпные проявления ильменита (I-2-20, III-2-59, III-4-7, 33). В Сутамо-Брянтинском рудном районе известна россыпь ильменита по р. Тарынах (I-2-20), связанная с разрушением небольшого массива габброидов хорогочинского комплекса, в котором установлена рассеянная титановая минерализация. Длина россыпи 20 км, мощность аллювия до 8–10 м. Содержание ильменита в среднем по россыпи – 13 кг/м³, максимальное – 96 кг/м³. Прогнозные ресурсы ильменита по категории Р₃ оцениваются в 130 тыс. т [35]. Весовые содержания ильменита (до 64 кг/м³) отмечаются также во всех правых притоках р. Тарынах.

В россыпи по р. Гальчима (III-2-59) среднее содержание мангано-ильменита составляет 21,9 кг/м³, достигая 40,0 кг/м³, прогнозные ресурсы по категории Р₃ — 60 тыс. т [39].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. На площади установлены одно месторождение (IV-1-16), девять проявлений (I-2-81; IV-1-9, 17, 18; IV-2-14; V-1-23; V-3-11; VI-4-20, 21) и три пункта минерализации (I-1-24; I-5-30; V-3-48) меди.

Основные перспективы площади связаны с Умлекано-Огоджинской минерагенической зоной, где в пределах Боргуликанского, Улунгинского и Октябрьского рудных узлов выявлено золотосодержащее оруденение медно-молибден-порфирового типа. Наиболее изученным является Боргуликанский рудный узел, в пределах которого выделено одноименное рудное поле размером 12 × 4 км северо-восточного простирания, в пределах которого с юго-запада на северо-восток расположены медно-порфировые рудопроявления Арбинское, Боргуликанское и золото-меднопорфировое месторождение Иканское.

Месторождение Иканское (IV-1-16). Рудная зона Иканского месторождения вытянута в близширотном направлении на 2,5 км при ширине 1,5 км и фиксируется вторичными ореолами рассеяния меди (0,01–0,6 %), молибдена (0,001–0,02 %), золота (0,01–0,3 г/т). Пространственно зона совпадает с телом кварцевых монцодиоритов буриндинского комплекса раннего мела. В пределах минерализованной зоны содержание золота составляет 0,2–0,7 г/т, меди 0,012–0,8 %, молибдена 0,005–0,027 % [198]. Породы превращены в метасоматиты кварц-калишпат-биотитового, серицит-кварцевого составов. Руды прожилково-вкрапленные (кварц-сульфидные прожилки, тонкая вкрапленность в массе пород). Рудные минералы — пирит, магнетит, халькопирит, реже борнит, молибденит, халькозин, сфалерит, свободное золото (проба 753). По результатам бурения, содержания составляют: золота — 0,006–2,065 г/т, меди — 0,02–1,2 %, молибдена — 0,01–0,072 %, серебра — 1–4, редко 6–10 г/т. В отдельных пробах отмечается повышенное содержание свинца (0,1 %), цинка (0,1–0,6 %), вольфрама (0,06 %). Залечь погружается на юг под углом 10–30°. Эрозионный срез зоны оценивается как верхнерудный. Зона окисления распространяется до глубины 27 м. Извлечение золота из руд Иканской зоны составляет 64–75 %. В центральной части зоны на площади 1,6 × 0,5 км подсчитаны запасы по категории С₂. При этом среднее содержание меди составило 0,27 %, золота — 0,32 г/т, молибдена — 0,004 %. Подсчет запасов выполнен в пересчете на условную медь. При этом переводные коэффициенты составляли: для золота — 0,5968, молибдена — 3,395. Расчет выполнен с использованием следующих показателей (открытый способ отработки): минимальная мощность рудного тела — 5 м; минимальная мощность прослоев пустых пород — 5 м.

При бортовом содержании условной меди 0,3 % запасы меди по категории С₂ составили 290 тыс. т, запасы золота — 43 136 кг. При бортовом содержании условной меди 0,6 % запасы меди составили 97 тыс. т, золота — 12 350 кг [200].

Проявление Боргуликан (IV-1-17). Рудная зона проявления северо-восточного простирания имеет протяженность 2700 м, ширину 400–1300 м. Расположена она в контактовой части раннемеловых кварцевых монцодиоритов буриндинского комплекса с дациандезитами талданской свиты. Гидротермально-метасоматические изменения представлены кварц-калишпат-биотитовыми и кварц-серицитовыми метасоматитами. Рудная минерализация прожилковая и прожилково-вкрапленная концентрируется в метасоматитах. Рудные минералы — магнетит, пирит, гематит, халькопирит, ковеллин, малахит, азурит, борнит, самородная медь, золото, сфалерит, молибденит, арсенопирит, вульфенит. Золото желтое, ярко-желтое комковидной и пластинчатой формы (0,05–0,2 мм). Пробность 625–738. В пределах минерализованной зоны, по данным пробирного анализа, содержание золота составляет 0,2–0,9 г/т (в среднем 0,4 г/т), на глубине — до 1–3,3 г/т (среднее 0,43 г/т).

В пределах Улунгинского рудного узла известно Верхнетыгдинское проявление (V-1-23). Протяженность Северо-Западной минерализованной зоны 10 км. В центральной части протяженностью 5 км она представлена зоной выщелачивания общей шириной 600 м, внутри которой обособлены зоны сульфидно-прожилкового окварцевания мощностью от 12 до 30 м и рудное тело адуляр-серицит-кварцевых метасоматитов видимой мощностью 11 м, в раздувах до 26 м. Измененные породы представляют собой рыхлую бурую массу с сохранившейся ориентировкой тонких трещин, выполненных охрами разложившихся сульфидов. Содержание меди в зоне от 0,01 до 0,4 %, золота — до 1–7,0 г/т. Содержание золота в адуляр-серицит-кварцевых метасоматитах — до 1,7 г/т. Рудная структура в целом полого погружается на юго-восток под углами 20–40°. Во всех рудных зонах развита зона окисления с азуритом, церусситом и малахитом. Содержание меди в зоне окисления достигает 1–1,5 %, молибдена — 0,06 %, свинца — 3 %, серебра — 144 г/т. Формация молибден-медно-порфировая с золотом [211].

В зоне Станового разлома распространено медно-молибден-порфировое (с золотом) оруденение. Наиболее перспективным является проявление Джелиндакан (I-1-9), описанное в разделе «Молибден».

В Верхнебрянтинском потенциально рудном узле известно Брянтинское (Октябрьское) проявление (I-2-81), приуроченное к тектоническому контакту раннемеловых вулканитов сэангринского ВК с габброидами хорогочинского комплекса раннего архея. Это крутопадающая рудная залежь мощностью 0,5–7,0 м, прослеженная по простиранию на 350 м. Она представлена сближенными сульфидно-кварцевыми жилами и линзовидными телами сульфидизированных брекчий. Рудные минералы представлены: халькопиритом, пиритом, галенитом, сфалеритом, висмутином, магнетитом. Содержание меди достигает 5,5 %, среднее по рудному телу — 1,6 %. В рудах отмечаются повышенные содержания золота — до 1 г/т, серебра — до 100–300 г/т, висмута — до 0,4 %, молибдена — до 0,7 %. Прогнозные ресурсы меди по категории P_1 — 8,8 тыс. т [211].

Свинец, цинк. Известны одно месторождение (VI-3-38), восемь проявлений (I-1-17; I-2-15, 21; I-6-40; II-6-20; IV-1-35, -36; VI-3-27), семь

пунктов минерализации (I-1-33; II-3-7; II-6-18; III-2-7; III-6-6; VI-3-24, 39), шлиховые и литогеохимические рассеяния свинца и цинка.

Месторождение Чагоянское (VI-3-38) расположено на левобережье р. Зeya в Чагоянском РУ. Приурочено к вендским отложениям сухарниковской и чагоянской свит, слагающим останец кровли среди гранитоидов тырмо-буреинского комплекса. Рудная минерализация располагается вдоль контакта песчаников с известняками, образуя более или менее согласную зону. Ее длина до 2 км, мощность на поверхности до 600 м, по падению сокращается до 100 м. На глубину оруденение прослежено на 800 м. Наиболее богатое прожилково-вкрапленное оруденение в пределах зоны слагает пластообразную залежь длиной 1900 м, шириной до 270 м и мощностью до 50 м. Рудные минералы — пирит, галенит, сфалерит. Содержание свинца в пределах залежи 0,5–2 %, цинка — 2,0–3,29 %. Зона окисления с церусситом, пироморфитом и англезитом развита до глубины 70 м [187, 211]. Запасы по категории C_2 в сульфидных рудах 113,4 тыс. т свинца и 286,6 тыс. т цинка. В рудах также отмечается серебро до 3 кг/т и золото до 23,8 г/т [208].

Проявление Желтый Яр (IV-1-36) находится на правобережье р. Зeya, в 3 км выше с. Овсянка. На протяжении 70 м обнажается пачка терригенно-карбонатных пород типаринской свиты, в которой выявлено более 18 крутопадающих жил и прожилков (до 50 см) галенит-сфалеритовых руд, а также ряд кварцевых жил мощностью 20–30 см. Далее на протяжении 200 м наблюдались карбонатные породы с прожилками, гнездами и вкрапленностью галенита и сфалерита. Минеральный состав руд галенит-сфалеритовый. В подчиненных количествах присутствуют халькопирит, арсенопирит, пирит. В гидротермалитах установлены содержания серебра от 10 г/т до 2,7–10 кг/т; свинца — от 0,1 до 2–4 % (в двух пробах 16,8 и 42,2 %), цинка — от 2 до 29 %, золота от 0,1 до 4,19 г/т [187, 211]. Оруденение золото-серебряно-свинцово-цинковое. Тип жильный, гнездово-вкрапленный. Формация свинцово-цинковая(?) стратиформная в карбонатных толщах (миргалимсайский тип). Проявление рекомендуется к постановке поисково-оценочных работ.

В восточной части Северо-Становой МЗ в пределах Купури-Майского рудного узла известны проявления свинцово-цинковой минерализации скарнового типа (I-6-40; II-6-18, 20).

Проявление Сфалеритовое (I-6-40). Оруденение приурочено к контакту линз и прослоев мраморов мощностью до 7 м и двупироксеновых кристаллосланцев туксанийской серии. Выявлены три рудные зоны протяженностью от 1,0 до 1,5 км. В пределах зон вскрыты по две залежи протяженностью до 100 м при мощности 0,9–4,5 м (средняя около 3 м). Состав руд: сфалерит, галенит, магнетит, пирит, халькопирит, кварц, кальцит, актинолит. В них содержится: свинец — до 1,56 % (среднее 0,7 %), цинк — до 5,5 % (среднее 4,6 %), медь — 0,3 %, молибден — 0,5 %, висмут — 0,1 %, кобальт — 0,1 %, золото — от 1 до 5 г/т, серебро — от 1 до 60 г/т, единичные пробы до 3000 г/т (среднее 200 г/т). Прогнозные ресурсы по категории P_2 составляют: свинец — 8 тыс. т, цинк — 50 тыс. т [210].

Проявление Молодежное (II-6-20) приурочено к скарнированным карбонатным горизонтам среди кристаллосланцев туксанийской серии в экзоконтакте с интрузией раннемеловых гранодиоритов удского комплекса.

Здесь вскрыты 15 рудных тел [251], представленных эпидотовыми, гранат-эпидотовыми скарнами, отстоящими друг от друга на 600 м и приуроченными к зоне широтного разлома надвигового типа. По простиранию рудные тела прослежены на 100–300 м (средняя длина 200 м), но не оконтурены до полного выклинивания. Мощность их 0,2–2,5 м (средняя 2 м). Рудные тела содержат от 0,2 до 20 г/т золота (среднее 2 г/т), серебра — до 100 г/т (среднее 50 г/т), цинка — от 0,3 до 3,3 %, свинца — от 0,1 до 3,85 %. Формация полиметаллическая скарновая. Прогнозные ресурсы по категории P_2 составляют: свинец — 6 тыс. т, цинк — 16 тыс. т, золото — 3 т, серебро — 78 т [211].

Кроме проявлений, относящихся к собственно галенит-сфалеритовой стратиформной и скарновой формациям, известно много мелких проявлений и пунктов минерализации свинца и цинка, большинство из которых расположены в золотоносных районах, где находятся в тесной генетической связи с золоторудной минерализацией. Они оцениваются как бесперспективные.

Большинство литохимических ореолов рассеяния свинца (I-4-19, 20, 40, 50; II-4-5, 6 и т. д.) также приурочены к золотоносным районам, и лишь к северу от Чагойанского месторождения (VI-3-23) они, в сочетании с развитыми там вендскими(?) терригенно-карбонатными отложениями, по-видимому, связаны с собственно полиметаллическим оруденением.

Никель, кобальт. В междуречье Джалта–Ульдегит в долине руч. Горациевский (III-1-54) в обломках массивных сульфидных руд выявлены содержания Ni — 2,95–6,55 %, Cu — 0,25–4,5 %, Co — до 0,25 %, платиноидов — от 1 до 20 г/т [268, 269]. Здесь же оконтурены ареалы распространения сульфидов в рыхлых элювиально-делювиальных отложениях. Вмещающими образованиями являются метаморфические образования камрайской свиты. Характерно широкое развитие вдоль разломов рассланцевания, милонитизации, а также площадных гидротермально-метасоматических изменений, в том числе и диафоритов зеленосланцевой фации метаморфизма. Здесь наблюдаются многочисленные дайкообразные тела базит-гипербазитового состава хорогочинского комплекса. В геохимических полях отмечаются контрастные ореолы никеля и меди в контурах первой градации [261].

В верхнем течении р. Брянта в южной части Лучанского массива гипербазитов раннего протерозоя известны проявления никелевой минерализации (I-2-90, II-2-1).

Проявление Лучанское (I-2-90) находится на левобережье р. Брянта. Поисковыми и магнитометрическими исследованиями установлено рудное поле (1,7 км²), в пределах которого выделены семь сульфидных зон протяженностью 1 км и мощностью 75–150 м. Оруденение представлено вкрапленностью и прожилками пирротина, пентландита и халькопирита и более поздними виоларитом, пиритом. Оруденение приурочено к зонам трещиноватости северо-восточного простирания с падением на юго-восток, оперяющим крупный широтный разлом. Содержания никеля, меди и кобальта в оруденелых породах составляют (%): 0,1–0,5; 0,1–0,4; 0,01–0,1 соответственно [187].

Проявление Топыникит (II-2-1) находится на правом берегу р. Брянта. Оно представлено минерализованной зоной северо-западного простирания. Протяженность зоны 200 м, мощность 120–150 м. Зона сложена серией линзовидных тел пироксенитов и перидотитов мощностью 10–50 м с вкрапленностью сульфидов до 20 %. Встречаются линзы массивных руд, сложенные пентландитом, пиритом, пирротинном, халькопиритом, арсенопиритом, в которых содержатся (%): медь — до 0,45, никель — 0,062–0,276, кобальт — 0,017–0,37, хром — 0,02–0,08. Спорадически встречается золото в количестве до 0,4 г/т. На проявлении выявлено 20 рудных тел суммарной протяженностью около 4 км, средней мощностью 15 м [289]. По мнению Р. А. Октябрьского (1975), на проявлении вскрыты верхние части рудных тел, и оно является перспективным объектом [187].

Молибден. Молибденовая минерализация распространена чрезвычайно широко в Становой минерагенической провинции. Здесь выявлено несколько проявлений молибден-порфировой формации (с золотом) штокеркового типа, кварц-молибденитовой формации и молибденовой формации кремнистых метасоматитов, а также многочисленные пункты минерализации, шлиховые и литохимические ореолы молибдена [194]. К наиболее крупным рудопроявлениям относятся: Желиндакан, Бадис, Дывок и Силян (I-1-9, I-2-85, I-3-25, I-4-4 и др.).

Проявление Желиндакан (I-1-9) расположено в верховьях одноименной реки, правого притока р. Сутам. Пространственно оно совмещено со штоком кварцевых монцодиоритов желиндаканского комплекса раннего мела, прорывающим вулканогенно-осадочные отложения нагорненской свиты, и представлено крупным (700 × 300 м) штокерком. Штокерк представлен густой сетью взаимно пересекающихся прожилков кварца, иногда с карбонатом и баритом, с вкрапленностью халькопирита, молибденита, пирита, галенита, сфалерита, шеелита, энаргита, блеклых руд, самородного висмута, ферберита и золота. Более поздняя генерация прожилков состоит из халцедоновидного кварца с золотом, пиритом, киноварью, молибденитом, сфалеритом и халькопиритом. Содержание молибдена — от 0,01 до 0,1 %, меди — 0,01–0,1 %, золота — от следов до 4,3 г/т, серебра — 1,4–12,6 г/т, свинца и цинка — 0,01–0,1 %. В кварц-молибденитовых прожилках пробность золота 800–850, в прожилках халцедоновидного кварца — 600–650. Рудопроявление считается высокоперспективным, рекомендуется для постановки поисковых работ [194].

Проявление Бадис (I-3-25) приурочено к штоку (1,2 × 2,5 км) гранодиорит-порфиров желиндаканского комплекса, прорывающих гнейсы гудынской серии, интенсивно милонитизированные и диафторированные в зоне Станового разлома. Оруденение носит штокерковый характер и накладывается на метасоматически измененные (калишпатизированные и биотитизированные) породы штока и его экзоконтакты на площади около 4 км². Зона тонкопрожилкового окварцевания субширотного простирания (0,1–0,2 × 1,5–2 км) расположена в южной части штока. На проявлении выделяются пять стадий рудной минерализации: 1 — кварц-магнетитовая (редкие прожилки

и обособления кварца с магнетитом); 2 — молибденит-кварцевая (вкрапленность и тонкие прожилки молибденита в кварце, примазки молибденита в измененных породах, рассеянная вкрапленность и отдельные гнезда пирита); 3 — кварц-пиритовая с халькопиритом и молибденитом (тонкие прожилки и рассеянная вкрапленность); 4 — полиметаллическая (рассеянная мелкая вкрапленность галенита, сфалерита, пирита, халькопирита, реже арсенопирита с повышенной золотоносностью); 5 — барит-карбонат-кварцевая (невыдержанные прожилки хрусталеносного кварца с карбонатом, баритом, блеклыми рудами, халькопиритом, пиритом). Рудная зона, оконтуренная по изоконцентрате Мо — 0,01 %, образует подковообразный ореол по периферии штока площадью 1,4 км². Содержания в руде: молибдена — 0,01–0,1 % (в среднем 0,05 %), а по отдельным блокам 0,06–0,08 %, меди — до 0,3 % (в среднем 0,06 %), золота — до 0,1–1,5 г/т, свинца, цинка — до 0,01–0,03 %, вольфрама — до 0,01 %, рения (в молибдените) — 70–370 г/т, в среднем 135 г/т. Прогнозные ресурсы молибдена по категории Р₂ — 270 тыс. т [167, 194].

В бассейне р. Олонгро, правом притоке р. Брянта, расположена крупная (1–1,5 × 30 км) дуговая субмеридиональная зона тектонических нарушений, к которой приурочены молибденовые проявления (II-1-4, 6, 12, 18). Оруденение представлено серией разобщенных кварцевых жил мощностью до 0,3–0,4 м (иногда до 0,8 м) и протяженностью 30–40 м, содержащих неравномерную вкрапленность, гнезда (до 3–4 см) и прожилки халькопирита, молибденита, вторичных минералов меди (борнита, ковеллина, малахита, азурита), реже галенита, сфалерита, шеелита, магнетита, гематита. Содержание (%): молибдена 0,03–0,7, меди — 0,07–5,97, серебра — 0,001–0,005 (до 0,2 в единичных пробах), вольфрама — 0,03–0,2. Вдоль зоны располагается крупный первичный геохимический ореол рассеяния меди и молибдена (II-1-9). Зона представляет интерес для поисков крупных медно-молибденовых объектов штокверкового типа.

Примером кварц-молибденитовой формации жильного типа в кремне-щелочных метасоматитах является проявление Вершининское (III-1-64), расположенное в Дамбукинском рудном районе на левобережье р. Гиллой. Приурочено оно к субширотной зоне диафтореза и рассланцевания в гнейсах и кристаллических сланцах талгинской свиты и находится в краевой части зоны кварц-полевошпатовых метасоматитов с уран-торий-молибденовым оруденением. Кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы прослежены на 2,5 км по простиранию и до 130 м на глубину. Простирание жил согласное с вмещающими породами, падение крутое (60–80°). Жилы короткие, кулисообразные, невыдержанные по простиранию и падению. Мощность их не превышает 0,7 м. Рудные минералы представлены молибденитом, пиритом, галенитом, вольфрамитом и шеелитом. Распределение молибдена неравномерное. В 42 из 997 бороздовых и керновых проб установлены высокие содержания (0,1–1 %) молибдена. В подсчете прогнозных ресурсов учитывались: протяженность штокверка по простиранию — 600 м, по падению — 200 м, ширина — 250 м. Прогнозные ресурсы по категории Р₁ — 10 тыс. т, Р₂ — 40 тыс. т при среднем содержании молибдена 0,06 % [211].

Вольфрам. Проявления (IV-1-26, V-3-13, IV-4-40 и др.) и пункты вольфрамовой минерализации относятся к скарновому и грейзеновому формационным типам.

Проявление Известковое (IV-1-26) расположено среди терригенных отложений большеверской свиты нижнего девона на пересечении разломов северо-восточной и северо-западной ориентировки. Границы проявления определяются шлиховым ореолом рассеяния шеелита (до 5 мг на 0,01 м³ шлиха) площадью 9 км². В пределах ореола в скарнированных породах мощностью 26 м вскрыты четыре сближенные минерализованные (галенит, шеелит, молибденит) зоны дробления мощностью до 0,2–0,3 м, в которых содержится вольфрам – 0,01–0,3 %, свинец – 0,6–1 %, медь – до 1 %, цинк – до 0,1 %, молибден – до 0,03 %, висмут – до 0,03 %, серебро – до 60 г/т. Протяженность рудоносной зоны – 1200 м, среднее содержание вольфрама по рудному телу – 0,1 %. Прогнозные ресурсы WO₃ по категории P₁ для вскрытой части рудоносной зоны – 2,0 тыс. т. Для всего шлихового ореола ресурсы по категории P₃ – 28 тыс. т WO₃. Оруденение относится к скарновому типу в минерализованных зонах [211].

Проявление Южное (V-3-13) расположено в пределах Демско-Гаринского рудного узла. Здесь выявлено семь рудоносных кварцево-жильных зон мощностью 0,5–10 м (средняя 1,6–4,5 м), протяженностью 250–500 м. Основными рудными минералами являются вольфрамит, шеелит, касситерит, висмутин. По результатам бороздowego опробования, содержание (%) вольфрама составляет 0,1–1,3 (среднее 0,64), олова – 0,07–0,36, висмута – до 0,1, бериллия – 0,03–0,15. Проявление перспективно на кварцево-жильное вольфрамовое оруденение. Прогнозные ресурсы по категории P₁ составляют: WO₃ – 3 тыс. т, олово – 1,5 тыс. т; по категории P₂: WO₃ – 12 тыс. т, олово – 5,5 тыс. т [254].

Проявление Сагаян (IV-4-40) находится в северо-восточной части Мамынского потенциального рудного района. Зона широтного простиранения катаклазированных, хлоритизированных, грейзенизированных и окварцованных пород протяженностью 7 км при ширине 100 м приурочена к тектоническому контакту массива субщелочных лейкогранитов харинского комплекса и девонских отложений туксинской свиты. Зона вскрыта на мощность 20 м [115]. Она пронизана кварцевыми жилами с вольфрамитом (кристаллы до 4 см), шеелитом, касситеритом, молибденитом и кварц-сульфидными жилами и прожилками, нередко с грейзеновыми оторочками (флюорит, турмалин, топаз). В рудной зоне по спектральному анализу штучных проб содержание (%) вольфрама – до 1, молибдена – 0,3–1, олова – 0,07, свинца – 1, висмута – 0,1. В бороздowych пробах максимальное содержание молибдена 0,05 %. Оруденение имеет пространственную связь с лейкогранитами харинского комплекса. Прогнозные ресурсы по категории P₂ составляют: WO₃ – 19 тыс. т, молибден – 8 тыс. т [211].

Вольфрамовая минерализация в основном встречается в проявлениях молибдена, олова, свинца, цинка и золота, где имеет подчиненное значение.

Олово. В южной части территории известны единичные проявления (V-3-63) и шлиховые ореолы рассеяния касситерита (V-3-38, VI-4-40, V-5-13).

Проявление Веселое (V-3-63) наблюдается в верховьях руч. Веселый (бассейн р. Гарь). Минерализованная зона представлена брекчированными, окварцованными, серицитизированными и пиритизированными лейкогранитами харинского комплекса. Минерализация прослежена на 300 м при ширине 30 м. В измененных гранитах и кварц-касситерит-вольфрамит-шеелит-сульфидных прожилках по химическому анализу бороздовых проб содержание олова не превышает 0,05 %, по спектральному анализу штучных проб достигает 0,2 % [211]. Проявление расположено в пределах шлихового ореола рассеяния касситерита и деревянистого олова (V-3-38) в бассейнах руч. Гарь 1-я и Гарь 2-я. В верховьях последнего отмечается россыпь золота с содержанием касситерита в песках до 80 г/м³.

Ртуть, сурьма. Наиболее интенсивно ртутная минерализация проявлена в пределах Янкано-Джагдинской минерагенической зоны, где известны одно мелкое месторождение (IV-6-8), ряд проявлений (IV-6-2, 3, 6, 10, 11; IV-1-7, IV-4-24, V-6-2 и др.) и пунктов минерализации, относящихся к ртутной аргиллизитовой формации.

Месторождение Ланское (IV-6-8) расположено на востоке площади в пределах одноименного рудного узла. Оно локализовано в приадресной части линейной антиклинальной складки. Рудные тела контролируются зонами дробления, опояранными региональный Ланский разлом. По брекчиям и милонитам развиваются окварцевание, карбонатизация и скопления диккита с вкрапленностью киновари, метациннабарита, самородной ртути, реальгара, аурипигмента, редко золота и шеелита. На месторождении разведано пять рудных тел. Самое крупное тело — Ветвистое. Его длина 300 м, мощность 0,8–6,2 м (средняя 2,5 м). Тело по падению прослежено на 160 м, среднее содержание ртути 0,46 %. Жильные минералы: низкотемпературный кварц, железистые карбонаты, гидрослюда, кальцит, диккит. Запасы по категории C₂ составляют 512 т, прогнозные ресурсы рудного поля — 3,0 тыс. т (P₁) и 7,0 тыс. т (P₂). Западнее и южнее месторождения установлено пять ртутных проявлений в сходной геологической обстановке (IV-6-2, 3, 6, 10, 11) с содержанием ртути 1–3 %. Прогнозные ресурсы Ланского рудного узла по категории P₃ оцениваются в 15 тыс. т.

Проявление Тектоническое (IV-4-24) расположено в пределах Тунгала-Туксинского потенциального рудного узла среди вулканогенно-осадочных отложений дугдинской толщи раннего девона. Ртутная минерализация приурочена к зонам разломов субмеридионального простирания с падением на восток под углами 50–70°. На проявлении известны находки обломков мономинеральной киновари размером до 6 см и богатых вкрапленными руд, сложенных тектоническими брекчиями с кварц-диккитовым жильным цементом (до 15 см), выявлен вторичный ореол рассеяния ртути с содержаниями до тысячных долей процента. Содержание киновари в шлихах из делювия достигает 4 г/м³. Коренные проявления киновари приурочены к рудоносным зонам, представленным бурым охристо-глинистым материалом дробления с вкрапленностью киновари. Содержание ртути — до 0,08 %, в зальбандах зон дробления — до 0,11 %. Киноварь здесь иногда приобретает ромбоэдрические формы, что может свидетельствовать о небольшом эрозионном срезе.

В пределах Северо-Становой минерагенической зоны в бассейне р. Мугикта, правого притока р. Сутам, известно месторождение ртути (I-3-17), ряд пунктов минерализации (I-3-1, 6, 7, 9, 10) и шлиховой ореол рассеяния киновари (I-3-4).

Месторождение Мугиктинское (I-3-17) расположено в зоне разлома среди раннеархейских метаморфических образований. Рудные тела линзовидной и гнездообразной формы концентрируются в оперяющих трещинах широтной зоны разлома, по которым развиваются каолинизация, пропилитизация и карбонатизация. Состав рудных тел: халцедоновидный кварц, антимонит, реальгар, киноварь, аурипигмент, флюорит, барит, гюбнерит, шеелит, молибденит, уранинит, халькопирит, метацин-набарит и малахит. Содержание (%): ртути — до 2,3, сурьмы — до 0,47, мышьяка — до 1, цинка — до 0,1, вольфрама — 0,01–0,03. Рудная формация — киноварь-гюбнерит-антимонитовая. Для окончательной оценки месторождения требуются дополнительные поисково-оценочные работы [39].

Висмут. Висмутовая минерализация самостоятельного значения не имеет. Повышенные содержания висмута до 0,1–0,7 % отмечаются в проявлениях вольфрама, олова (IV-1-26, IV-5-40, V-3-10), меди (I-2-92, V-1-23), полиметаллов (I-6-40), урана, тория (III-2-96) и золота (V-1-12, 21). Шлиховые ореолы рассеяния (I-1-39, I-2-59, II-3-30 и др.) висмута и базовисмутитов в ассоциации с золотом, молибденитом и минералами свинца известны в пределах Северо-Становой минерагенической зоны.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Редкие земли. На площади, особенно в ее северной части, выявлены многочисленные проявления редких земель и единичные проявления тантало-ниобатов. Большинство их связано с жилами пегматитов и пегматоидов, реже наблюдаются зоны калишпатизации типа апогранитов. Проявления бассейна р. Десс (I-6-2, 13) и в истоках р. Удикан (III-6-8, 17) представляют собой пегматитовые поля с многочисленными небольшими жилами и шлирами пегматитов и пегматоидов незамещенного типа, а также жилами ортогнейсов, обогащенными монацитом, ортитом, радиоактивным цирконом, апатитом, оранжитом, редко — поликразом или эшинит-самарскитом. Содержание суммы редких земель в них 0,05–0,82 %, тория до 0,06 %, ниобия (I-5-3) до 0,18 %, тантала 0,018 %. Аляска-китовые граниты с редкоземельной минерализацией (I-6-3, 6 и др.) содержат вкрапленность монацита, циркона, рутила, ильменита. Содержание суммы редких земель в них достигает 0,29 %.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. Золото является ведущим полезным ископаемым листа. Первые золотоносность установлена Н. П. Аносовым в бассейне верхнего течения р. Зея в результате поисковых работ 1857–1866 гг. С 1873 г. были открыты и начата эксплуатация россыпей золота в бассейнах рек Гилюй,

Иликан, Унаха, Брянта, Утугай. До настоящего времени на площади добыто около 325 т учтенного золота [265].

В районе известно одно крупное (по запасам) коренное месторождение — Покровское (V-1-21), два средних месторождения — Пионер (IV-1-59), Маломыр (V-6-48), четыре мелких месторождения — Золотая Гора (III-1-87), Успенское (III-1-55), Колчеданный Утес (II-6-15), Кварцитовое (V-6-46), многочисленные проявления и пункты минерализации золота. Золотое оруденение представлено золото-серебряной адуляр-кварцевой, золото-кварцевой, золоторудной черносланцевой и кварц-сульфидной формациями.

Месторождение Покровское (V-1-21) локализовано в кровле гранитной интрузии верхнеамурского комплекса, которая перекрыта толщей вулканитов талданской свиты раннего мела. В нижней части оруденение ограничено силлом субвулканических дацитов, внедрившимся в пологую зону срыва. Золоторудными являются зоны окварцевания по «горизонтам» (дайкам, пластам) риолитов, дацитов, эксплозивных брекчий и гранитов. Окварцованные породы содержат жилы, прожилки и целые «залежи» кварца с нечеткими границами. Мощности рудных тел достигают 8–9 м; среднее содержание золота 3–4 г/т, отношение золота к серебру близко к 1 : 1. В рудах отмечаются повышенные содержания свинца, цинка, меди, мышьяка, сурьмы, висмута, вольфрама, олова, молибдена. Рудные тела на 95 % состоят из кварца с примесью адуляра, гидрослюда, карбонатов и хлорита. Рудные минералы составляют до 0,5 % объема: пирит, марказит, галенит, сфалерит, антимонит, гематит, аргентит, полибазит, теннантит, тетраэдрит, энаргит, барит, айкинит, киноварь, пиролюзит, браунит. Оруденение по минеральному составу относится к золото-серебряной адуляр-кварцевой формации.

Выделяются пять стадий минералообразования: 1) сульфидная (кварц, гематит, пирит, арсенопирит); 2) кварцевая, карбонат-кварцевая; 3) золото-адуляр-кварцевая с карбонатом; 4) кварц-карбонат-полисульфидная; 5) кварц-карбонатная.

Золото образует самостоятельные выделения в кварце, в зонах микробрекчий на границах с обломками минералов и пород, реже в пирите по трещинам. Отмечаются сростки золота с аргентитом и полибазитом. Обычные размеры выделений золота 0,001–0,1 мм. Форма их губчатая, чешуйчатая, пластинчатая, в виде проволочек. Цвет золота бледно-желтый, пробность от 625 до 720 (средняя 685) [131, 257]. Месторождение разведано, запасы золота утверждены в ГКЗ и на 1.07.1985 г. составили: золота — по категории C_1 — 55,9 т, C_2 — 1,5 т при среднем содержании — 3,9 г/т; серебра — по категории C_1 — 91,6 т, C_2 — 2,3 т при среднем содержании — 5,2 г/т. С 1999 г. месторождение обрабатывается ОАО «Покровский рудник». Общая добыча за время эксплуатации составила около 20 т. По состоянию на 1.01.2005 г. запасы месторождения составляют: по категории C_1 — 33,215 т, C_2 — 1,690 т, на флангах по категории C_2 — 2,622 т [40]. Прогнозные ресурсы золота Покровского рудного поля оцениваются: по категории P_1 — 15 т [187] и по категории P_3 — 35 т [255].

Месторождение Пионер (IV-1-59) приурочено к раннемеловой монцодиоритовой интрузии буриндинского комплекса, прорванной субвулканическими дайками риолитов и дацитов галькинского ВК. Орудене-

ние локализовано в системе пологих и крутопадающих разрывов и сформировалось в два этапа гидротермально-рудобразующего процесса [124]. С ранним этапом связано молибден-медно-порфировое оруденение, развивавшееся в течение трех стадий: кварц-калишпат-хлоритовой, кварц-турмалиновой и золото-пирит-халькопиритовой. В рудах этапа наблюдаются содержания Cu — до 0,1 %, Mo — до 0,05 %, Ag — до 20 г/т. На втором этапе образовано телескопированное оруденение золото-кварцевой с адуляром формации, носящей также многостадийный характер. Выделяются кварц-адуляр-гидрослюдистая, кварц-золото-галенит-халькопирит-блеклорудная и золото-карбонат-кварцевая стадии. Руды этапа содержат Au — до 74 г/т, Ag — до 100 г/т, As — 0,1–0,3 %, Sb — до 0,05 %, Pb — 0,03–0,2 %. Запасы [124] по категории C₂ для открытой отработки составили 6,8 т золота и 19,5 т серебра при средней мощности рудных тел 6,2–13,9 м, среднем содержании золота 3,7–4,1 г/т, серебра 5,4–10,7 г/т. Прогнозные ресурсы на глубину до 300 м по категории P₁ составили: золота 22,8 т, серебра 21,7 т при средней мощности рудных тел 7,6 м и средних содержаниях золота 1,91 г/т, серебра 0,2–4,8 г/т. В настоящее время на месторождении ведутся разведочные работы ОАО «Покровский рудник».

Месторождение Маломыр (V-6-48) расположено на левобережье р. Ниж. Стойба. Площадь месторождения сложена каменноугольными отложениями мынской и златоустовской свит. Широким развитием пользуются дайки диоритовых порфиров, кварцевых диоритовых порфиров раннего мела. Наиболее важное значение для локализации оруденения имеет тектоническая зона северо-восточного простираия протяженностью более 6 км и мощностью 100–300 м, которая представляет собой серию сближенных зон катаклаза, брекчирования, дробления пород. По ним развиты метасоматиты кварц-серицитового и кварц-серицит-адулярового составов с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. По простираию промышленное оруденение прослежено на 1700 м, по падению — от 150 до 1000 м. Рудные тела имеют ленто-, пласто- и линзообразную формы. Продуктивными, несущими основное золотое оруденение являются тонкопрожилковая сульфидная и сульфидно-кварцевая минерализации. Содержание сульфидов в рудах от 0,5 до 5 %. Они представлены арсенопиритом, пиритом, реже халькопиритом, галенитом, сфалеритом, пирротином и аргентитом. Иногда отмечается шеелит. Содержание золота в рудных телах составляет в среднем по месторождению 2 г/т при колебаниях от 0,1 до 15 г/т. Содержание платины — 0,5–10 г/т, палладия — 0,2–7,1 г/т. Запасы месторождения по категории C₂ составляют 32,6 т золота при среднем содержании 2,25 г/т, прогнозные ресурсы по категории P₁ — 30 т [139, 242]. В настоящее время на месторождении ведутся разведочные работы ОАО «Покровский рудник».

Месторождение Золотая Гора (III-1-87) расположено в 70 км к северо-западу от г. Зeya. Выявлено старателями-хищниками в 1917 г. при отработке россыпи золота по руч. Тальцовый. Рудное поле месторождения представляет собой 3-километровую зону зеленосланцевых диафторитов и диафторированных гнейсов и кристаллических сланцев камрайской свиты, вмещающих серию кварцевых, кварц-сульфидных, кварц-карбонат-сульфидных жил, прожилков и линз. Максимальная мощность жил —

1,8 м, средняя — 0,36–0,7 м. Рудные минералы: золото, пирит, пирротин, халькопирит, молибденит, галенит, магнетит, арсенопирит, блеклые руды. Пробность золота 960–980. Месторождение обрабатывалось шахтами до глубины 60 м. До глубины 30 м руды окислены и представляют собой кварцевую охристую сыпучку с содержанием золота до 1,3–10,4 кг/т, в отдельных случаях до 60 кг/т. В 1917–1923 гг. из месторождения извлечено 1638 кг золота при среднем содержании в руде 200 г/т. Содержания золота в неокисленных рудах составляли от первых граммов до 15,6 г/т, в обогащенных участках до 50 г/т. Старательская отработка месторождения с поверхности продолжалась до 1950 г. Оставшиеся запасы 301,5 кг были списаны с баланса. Содержание золота в диафоритах и диафорированных гнейсах достигает 5,0 г/т. Золото в них наблюдается в виде пластинок, скорлупок, пленок по сланцеватости и на зернах полевого шпата и кварца. Диафориты также обрабатывались. Платина установлена в золото-кварц-пирротиновых рудах — 1 г/т, в золото-карбонат-пирротиновых — 88 г/т. Разведка месторождения в 1960 г. дала отрицательные результаты. Месторождение заслуживает постановки поисково-оценочных работ [211].

Месторождение Успенское (III-1-55) открыто в 1917 г. старателями, вскрывшими в плотике россыпи окварцованные гнейсы и кристаллические сланцы с видимым золотом [2]. Месторождение разрабатывалось эпизодически до 1931 г. Добыто около 1 т золота. По результатам поисковых работ на месторождении установлены три зоны кварц-серицитовых, кварц-серицит-мусковитовых диафоритов северо-западного простирания мощностью до 40 м и протяженностью в несколько километров. Они содержат согласные линзовидные кварц-полевошпатовые, кварцевые жилы с пиритом и кварцево-сульфидные жилы мощностью до 1 м. В диафоритах отмечается вкрапленность сульфидов и золота. Золото в кварце крупное, высокопробное. Содержание золота достигало 70 г/т, иногда — до 8,8 кг/т, а во вмещающих диафоритах до 800 г/т. По последней оценке [124], на месторождении наблюдается рудоносная зона мощностью до 40 м с содержанием золота до 10 г/т. Ресурсы месторождения определяются в количестве 3 т по категории P_1 , рудного поля — 15 т по категории P_3 [211].

Месторождение Колчеданный Утес (II-6-15) известно с 1908 г. Оно расположено на левом берегу р. Сологу-Чайдах. Рудное поле месторождения слагают мигматизированные двупироксеновые кристаллосланцы туксанийской серии с пластами амфиболитов и линзами кальцифиров. Рудные тела приурочены к зоне нарушений северо-западной ориентировки в месте ее причленения к широтной системе разломов. Месторождение представлено пологой линзовидной залежью чередующихся массивных и вкрапленных руд мощностью до 15 м, протяженностью — около 120 м, состоящую из восьми сближенных пирит-кварцевых жиллообразных тел протяженностью 10–30 м и мощностью 0,7–6,5 м. По падению тела прослежены до 20 м. В основном эти тела залегают согласно с вмещающими плагиогранитами и гранитизированными гнейсами и кристаллосланцами (падение под углами 20° на северо-восток). На глубине 66 м разведаны три рудных тела близгоризонтального залегания сложной морфологии и два рудных тела с падением 40 – 45° . Протяжен-

ность тел по простиранию от 40 до 100 м, по падению они прослежены от 10 до 65 м, мощность тел от 0,8 до 15,0 м. Руды золото-пиритовые, неокисленные, хорошо обогащаются гравитацией, флотацией и цианированием. Золото в виде отдельных включений (0,05–0,1 мм) наблюдается в пирите, отдельных скоплениях (2–3 зерна) – в основной массе руды, реже в виде тонкой «позолоты» обрастает зерна пирита. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, висмутином, молибденитом, магнетитом, гематитом, халькозином, ковеллином. Среднее содержание золота в рудах – 11 г/т. Содержание колеблется в пределах 5–15 г/т, достигая в отдельных случаях 252,5 г/т. Главные элементы-спутники золота в рудах: серебро – от 10 до 100 г/т (редко в зоне окисления 675 г/т), медь – более 1 %, цинк – 0,02 %, висмут – до 0,03 %.

По данным В. А. Буряка [145], в рудах месторождения выделяются три генерации золота: 1) ранняя, в тесной ассоциации с пиритом, халькопиритом. Золото мелкое и тонкое с пробностью 780; 2) средняя, в ассоциации с кварцем и перекристаллизованными сульфидами. Золото крупное (до 1 мм) с пробностью 830–990; 3) поздняя, ассоциирующая с гидроокислами в зоне гипергенеза. Золото тонкое и мелкое. По его мнению, оруденение относится к двум типам: золото-колчеданному вулканогенному и золото-кварцевому гидротермально-метасоматическому. Максимальные размеры самородного золота 2×2 мм, форма его пластинчатая в сульфидах и комковидная в кварце. В самородном золоте установлена платина в количестве до 491 г/т. Золотое оруденение относится к кварц-золото-сульфидной полиметаллической формации. Запасы месторождения по категории C_2 – 590,8 кг, прогнозные ресурсы золота по категории P_1 – 7 т, P_2 – 28 т, P_3 – 13 т.

Золото россыпное. По условиям формирования, возрасту и генезису выделяются две группы россыпных месторождений золота: первая – россыпи голоцен-неоплейстоценовой гидросети (мелкозалегающие россыпи); вторая – россыпи палеоген-неогеновой гидросети (глубокозалегающие россыпи). С месторождениями обеих групп связаны техногенные россыпи. Среди мелкозалегающих россыпей выделяются элювиальные, делювиальные, аллювиально-делювиальные, пролювиальные и аллювиальные. Элювиальные (кор выветривания) и делювиальные (склоновые) россыпи имеют локальное распространение. Они обычно расположены в пределах рудных полей коренных проявлений золота: верховья р. Некля (VI-4–59). Аллювиально-делювиальные и пролювиальные находятся в логах, размывающих близлежащие коренные источники: россыпи р. Мал. Джуваскит (III-1-42), руч. Маломыр (V-6-47). Аллювиальные россыпи – это основная часть россыпей площади. Они разделяются на пойменные, русловые, косовые и террасовые. Пойменные и русловые россыпи играют доминирующую роль в структуре запасов и прогнозных ресурсов россыпного золота региона. Для них характерно относительно простое строение. В плане они представлены одной или несколькими струями шириной от первых десятков метров до 300–500 м. Золотоносный пласт в них обычно приурочен к слою песчано-гравийно-галечных отложений с глинистой примазкой. Он приурочен к приплотиковой части разреза рыхлых отложений и к разрушенным породам плотика. Со-

отношение «песков» к «торфам» колеблется от 1 : 3 до 1 : 6. Протяженность долинных россыпей достигает нескольких десятков километров: реки Иликан — 77 км (III-1-33), Дубакит с притоками — 33 км (III-1-60) и Олонгро — 28 км (III-1-2). Запасы колеблются от первых десятков килограммов до 19 т (россыпь р. Джелон — III-1-50). Косовые россыпи (V-2-25, V-3-13 и др.) отрабатывались до середины 1940-х годов в долинах рек Зея, Брянта, Гилую и др. В них практически отсутствуют «торфа», а мощность «песков» не превышает 1,5–2 м. Наиболее обогащена верхняя часть разреза. В плане россыпи узкоструйные и не выдержаны по простирацию. Протяженность до 4 км, ширина от 20 до 80 м. Запасы невелики — от 1–5 до 10–15 кг. Золото очень мелкое и мелкое, пластинчатое, чешуйчатое, зачастую плавучее. Доля террасовых россыпей в структуре золотодобычи не превышает 5–10 %. Установлена золотоносность рыхлых отложений практически всех уровней террас. Однако промышленную ценность представляют только россыпи 1-й и 2-й надпойменных террас. Наиболее широко террасовые россыпи представлены в Октябрьском, Михайловском, Сохатином, Маломырском и других узлах. В Дамбукинском районе террасовые россыпи известны в долинах рек Джалта (III-2-22), Бол. Пальпага (III-3-17), Ульдегит (III-2-19), Ванга (III-2-20). В Унья-Бомском узле в долине р. Бом (IV-5-13) золотоносные террасы нескольких уровней, самый высокий из которых — 80–100 м. Золотоносность наиболее продуктивной первой надпойменной террасы установлена на протяжении около 30 км.

Ниже приводится описание наиболее крупных аллювиальных россыпей золота, запасы которых исчислялись десятками тонн [229].

Хугдерская россыпь (III-1-70) расположена в Золотогорско-Успенском узле. Протяженность ее более 10 км. Рыхлые отложения россыпи легкопромывистые. Они состоят (%) из гальки — 41, гравия — 31, песка — 21, ила и глины — 3. Золото мелкое и средней крупности: до 0,2 мм — 1,2 %; 0,21–0,63 мм — 50,6 %; 0,64–2,5 мм — 47,2 %, более 2,5 мм — 1 %. Зерна золота в основном хорошо окатаны и имеют пластинчатую, реже комковидную, палочкообразную, иногда дендритовидную форму. Добыто 8237 кг золота. Прогнозные ресурсы по категории P_1 — 418 кг. Начинается непосредственно от золоторудного месторождения Золотая Гора.

Россыпь руч. Маристый (V-3-34) открыта в 1937 г. Добыто 16 807 кг. Россыпь пойменная. Длина 4,8 км, ширина 180 м. Мощность массы от 3 до 16 м. Золото чешуйчатое, пластинчатое, от неокатанного до хорошо окатанного. Пробность 850–900. Встречались сростки с кварцем и самородки весом до 500 г. Прогнозные ресурсы по категории P_1 — 1392 кг. Отработана.

Россыпь р. Некля (VI-4-59). Эксплуатируется с 1899 г. Добыто 8924 кг. Россыпь долинная. В верхней части россыпи, которая относится к элювиально-делювиальному типу, отмечается один золотоносный пласт мощностью до 1,5 м, который почти полностью отработан. В нижней части он разделяется на два пласта, между которыми наблюдаются два слабо-золотоносных торфа мощностью 10–12 м. Преобладает комковидное мелкое золото, плохоокатанное, рудного облика. Доля последнего составляет 60 %. Часто встречаются самородки весом 30–50 г, единичные дендриты. Верхний пласт, в отличие от нижнего, характеризуется меньшими

размерами золотин, их слабой окатанностью. Запасы золота — 459 кг, прогнозные ресурсы по категории P_1 — 288 кг.

Россыпь р. Бом (IV-5-13) разрабатывалась с 1892 г. Россыпь связана с аллювием I надпойменной террасы на протяжении 30 км. Золотоносны все террасовые и пойменные отложения. Мощность песков до 1 м. Содержание золота нередко достигало 100 г/т. Золото в основном крупное. Крупность золота менее 0,4 мм — 11,0 %; 0,5–1 мм — 15,9 %; 1,1–2 мм — 49,0 %; более 2 мм — 24,1 %. Крупное золото представлено фракциями 3–4 до 5–7 мм, где каждое зерно крупнее 4 мм весит более 1 г и по существу является самородком. Наибольшее скопление самородков весом до 1 кг отмечено ниже устья руч. Алу-Макит. Здесь же найден и самый крупный самородок весом 2056,2 г. Золото комковидной, слабоуплощенной, амебовидной формы с включениями кварца. Иногда отмечаются мелкие зерна октаэдрической формы. Пробность золота 923–943.

Глубокозалегающие россыпи представлены более разнообразными типами [264]. На территории выделяется пять типов древних россыпей: 1) яснополянский — россыпи пологих склонов впадин, авто- и аллохтонного генезиса; 2) петровский — россыпи внутригорных приразломных впадин; 3) журбанский — россыпи конусов выноса, предгорных шлейфов и дельт; 4) нагиминский — аллювиально-пролювиальные россыпи, погребенные в каньонообразных долинах (грабенах), не выраженных на поверхности; 5) желтулакский — россыпи остаточных горных массивов в скрытых погребенных на террасовалах и водоразделах палеодолинах, частично совмещенных с современными долинами. Нагиминский тип является наиболее перспективным. Данные россыпи приурочены к зоне Южно-Тукурингского разлома, где располагаются кайнозойские впадины (Пиканская и др.). Яснополянский и петровский типы россыпей занимают дискордантное положение по отношению к основным региональным структурным элементам.

Яснополянская россыпь (III-2-26) расположена на правобережье рек Джалта и Иликан и приурочена к приразломной впадине северо-восточного направления, вытянутой на 14 км при ширине 0,6–2 км. Основной тальвег имеет ширину 250–560 м и прослеживается вдоль южного борта впадины на протяжении 10 км. Общая мощность рыхлых отложений темнинской и аргинской свит 40–60 м. Россыпь представлена несколькими золотоносными пластами мощностью от 1 до 17,6 м. В западной части россыпь отрабатывалась на глубину до 15 м. Добыто до 2 т металла. В 1970–1990-е годы было разведано два промышленных участка: Главный и Восточный. Участок Главный имеет длину 2,8 км, ширину 275 м, мощность торфов 26,7 м, песков — 8,9 м. Содержание на массу — 90 мг/м³, на пласт — 362 мг/м³. Запасы по категории C_1 — 2,5 т. Участок Восточный длиной 1 км имеет запасы по категории C_2 — 200 кг. Прогнозные ресурсы россыпи по категории P_3 — 3,4 т. Золото золотисто- и соломенно-желтого цвета, 66 % составляет мелкое золото (0,25–0,8 мм), золото средней крупности — 33 и 10 % приходится на очень мелкое золото (<0,25 мм). Золото имеет неправильные дендритовидные очертания, часто кавернозное, встречаются золотины пластинчатой формы. Зерна слабо окатаны.

Петровская россыпь (III-1-88) находится в пределах Петровской межгорной впадины, выполненной плиоцен-неоплейстоценовыми отложениями мощностью до 34 м субмеридионального простирания, длиной 3200 м, шириной 700–1000 м. Эксплуатируется уже 120 лет. За это время добыто более 6 т золота. Содержание золота составляло 5–6, реже 9 г/м³. Россыпь водораздельная. Разведано два промышленных участка. Верхний участок длиной 1000 м, шириной 107 м. Мощность золотоносного пласта от 1,5 до 4 м. Нижний участок имеет протяженность 440 м, среднюю ширину 77 м. Мощность «песков» меняется от 2,7 до 15,1 м (средняя 8,9 м), «торфов» — от 16 до 21,7 м. Выделяется золото двух типов: окатанное уплощенное и неокатанное комковидное. Пробность 959. Золото класса –2 + 0,75 мм составляет 53 %, класса 0,75 + 0,3 мм — 41 %. Среднее содержание золота на массу 301–339 мг/м³.

Россыпи джелтулакского типа наиболее широко представлены в пределах Ольгинского, Улунгинского, Октябрьского и Сохатиного узлов. Они были детально изучены С. С. Воскресенским [20]. Им выделяются водораздельные россыпи, не выраженные в рельефе, и подувальные — погребенные в современных долинах. В Октябрьском и Сохатином узлах подобные россыпи распространены в бассейнах рек Калахта (V-3-28), Бол. Джелтулак (V-3-67) и Мал. Джелтулак (V-3-47), Сохатиная (V-4-50) и др. В Улунгинском и Ольгинском узлах к погребенным россыпям относятся Улунгинская (IV-1-58) в верхнем течении р. Улунга и Сергеевская (V-1-26) в бассейне р. Тыгда.

Россыпь р. Бол. Джелтулак (V-3-67) открыта в 1937 г. Добыто 12 081 кг металла. Длина россыпи 16 км. В верхней части россыпь является долинной. В нижней — постепенно переходит на левый террасовал. Золото в россыпи лепешковидное, комковидное, пластинчатое, редко палочко- и дендритовидное. Преобладающий размер золотинок 0,4–3,4 мм. Золото слабоокатанное, окатанное, реже неокатанное. Пробность 863. На 1.01.2002 г. запасы по категории А + В + С₁ составили 1661 кг. Прогнозные ресурсы по категории Р₁ — 5602 кг.

Россыпь р. Улунга, Апрельский участок (IV-1-26) открыта в 1936 г. Добыто 3958 кг металла. Часто встречались обломки кварца с вкрапленностью золота. Погребенная россыпь прослежена в верхнем течении р. Улунга. Длина россыпи 10 км, средняя мощность пласта 1,3 м, торфов до 20 м. Среднее содержание золота на пласт 641–1419 мг/м³. Преобладает золото мельче 0,25 мм (76 %), оно имеет комковидные и угловато-комковидные очертания. Пробность 800. Запасы по категории С₁ — 186 кг.

Россыпи журбанского типа (III-3-16, III-2-70 и др.) имеют локальное распространение в междуречье Мал. Ногда–Журбан. Древние россыпи сложены осадками аргинской и темнинской свит мощностью более 50 м. Верхние горизонты отрабатывались по бортам современных долин на глубину около 10 м.

Техногенные россыпи на площади в настоящее время становятся самостоятельным промышленным типом россыпных месторождений и в дальнейшем, по мере истощения минерально-сырьевой базы, их роль будет возрастать [158]. Суммарная прогнозная оценка ресурсов техногенных россыпей составляет 33,2 т [265].

Платина и платиноиды. На территории известны единичные находки платины и платиноидов (I-5-16, I-2-93). Выявлено два типа платиновой минерализации — парагенетически связанной с интрузиями базитов и ультрабазитов и в «черносланцевых» толщах с золотым оруденением.

Пункт минерализации Туксанийский (I-5-16) расположен в приводо-раздельной части правого склона руч. Утук-Макит, правого притока р. Бол. Туксани и приурочен к телу серпентинизированных перидотитов размерами первые километры [185]. Спектральным анализом установлены содержания: платины — около 10 г/т, хрома — 1 %, никеля — 0,6 %, кобальта — 0,1 %. Минералогическим анализом установлено, что перидотиты содержат хромит, розовую шпинель. Пункт минерализации платиноидов в верховьях р. Брянта (I-2-93) приурочен к Лучанскому массиву базитов и ультрабазитов. В оливиновых пироксенитах И. М. Фердманом в 1973 г. пробирным анализом установлены платина (0,075 г/т) и палладий (0,069 г/т) [211]. Рудная минерализация представлена магнетитом, ильменитом, пирротинном, пиритом, халькопиритом, мельниковитом, сфалеритом.

Платиновая минерализация установлена на золоторудном месторождении Колчеданный Утес (II-6-15). В пробе, взятой К. В. Гроховским, установлено: 72,59 г/т элементов платиновой группы (ЭПГ) (платина — 69,8 г/т, иридий — 1,17 г/т, палладий — 0,62 г/т, осмий — 0,26 г/т, рутений — 0,74 г/т).

В Дамбукинском рудном районе минералы платиновой группы (преимущественно сперрилит, реже самородная платина, изоферроплатина, иридистая платина, осмистый иридий) установлены в россыпях золота рек Джалта (III-1-96), Мал., Сред. и Бол. Ульдегит (III-2-62, 63, 68), Хугдер (III-1-94), Дамбуки (III-2-49) и др. Суммарное содержание платиноидов в черном шлихе составляет 0,4–72 г/м³. Максимальные количества платины отмечаются в бассейне р. Ульдегит, где имеются данные о непромышленных платиновых россыпях. Весовые содержания платиноидов (до 2,5 г/м³) отмечались по р. Бол. Могот. В золоте из россыпей установлены повышенные содержания платины — 86–800 г/т, палладия — 15–220 г/т. В междуречье Джалта–Ульдегит в массивных сульфидных рудах содержания платиноидов (Pt, Pd) составляют от 1 до 20 г/т (III-1-54) [269].

В пределах Депско-Гаринского потенциального рудного узла в бассейне р. Гарь 2-я (V-3-17) в серпентинизированном и сульфидизированном дуните содержание осмия, иридия и рутения составило 42 г/т [178]. В россыпи золота р. Гарь 2-я (к настоящему времени отработана) размещалась наиболее крупная россыпь [212]. В россыпи золота руч. Завершающий содержание платиноидов достигало 7–10 % от намываемого золота [239], а в черном шлихе этого ручья — 228–5070 г/т. В руч. Платиновый содержание платиноидов достигало 15 г/м³ пласта песков. В крупных самородках золота по руч. Каракатица содержание платины достигало 24–954 г/т [178].

В раннепротерозойских серпентинитах (V-2-41, 43) Усть-Депского массива установлено содержание платины — 0,06–0,3 г/т (семь проб) [222], палладия — 0,01–0,1 г/т и родия — 0,025 г/т [214].

В районе известны россыпи, в которых платины содержалось больше, чем золота — правый приток р. Зея против устья р. Деп (Pt — 63–66 %, Au — 34–36 %) (V-2-42) [211].

В гидротермалитах Маломирского золоторудного месторождения содержание ЭПГ (штучные пробы) составляет: платина — 0,5–10 г/т, палладий — 0,2–7,1 г/т [10].

Серебро. Наиболее высокие содержания серебра (до 3 кг/т) установлены в полиметаллических рудах Чагоянского месторождения (VI-3-38). Более подробно это месторождение описано в разделе «Свинец и цинк». До 100–150 г/т серебра выявлено в рудах Брянтинского проявления меди (I-2-81). Остальные проявления серебра ассоциируют с золотом. В Десском потенциальном рудном узле (I-1-56, I-2-66) установлена зона пиритизации в катаклазированных гнейсах докембрия, прорванных ранне-меловыми гранитоидами. Содержание серебра в зоне достигает 47,4 г/т, золота 0,6 г/т. В проявлениях электрум-полисульфидного типа в жилах халцедоновидного кварца (I-2-73 и др.), установленных в бассейне Бранты, содержание серебра выше и достигает 1 кг/т, золота до 8–13 г/т. Высокие содержания серебра (до 200 г/т) отмечаются в медно-молибденом проявлении верхнего течения р. Десс (II-1-36).

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран, торий. В пределах Дамбукинского рудного узла известны проявления уран-ториевой минерализации, связанные с кремнещелочными метасоматитами зон глубинных разломов (III-2-36, 39, 63, 68).

Проявление Джигда (III-2-68) сложено биотитовыми гнейсами с линзами амфиболитов, мелкими телами ультрабазитов. Ориентировка рудоносных структур меридиональная. Выявлено более десятка мелких рудных тел с содержаниями урана 0,2–0,3 до 0,525 %. Оруденение сопряжено с телами плагиоклазитов, развивающихся по основным породам. Средняя мощность рудных тел 0,5 м, протяженность от первых метров до 200 м. Установленная глубина распространения оруденения — 120 м. Рудная минерализация представлена преимущественно давидитом (титан-урановая субформация в апогабброидах в зонах высокотемпературных кремнещелочных метасоматитов зон глубинных разломов). Сопутствующие минералы — ильменит, хромит, редкоземельный сфен. В давидите установлены скандий — 0,1–0,3 %, тантал — 2–4 %, церий — 0,1–0,5 %. Среднее содержание в штучах из давидитовых руд (%): скандия — 0,012, церия — 0,08, лантана — 0,256, иттрия — 0,08, иттербия — 0,006, урана — 2,14 (0,8–4,3). На проявлении установлены тальк-серпентинитовые сланцы по габброидам с повышенными содержаниями никеля и хрома — 0,5 %, ванадия — 1 %, титана — 1 %, меди — 0,1 %, церия — 1 %, лантана — 1 %, иттрия — 0,3 %, свинца — 1 %, молибдена — 0,02 %, золота — 0,1 г/т.

В восточной части Северо-Становой МЗ на площади Оконоговского и Унинского потенциальных рудных узлов известны проявления урановорудной формации в кремнещелочных метасоматитах, гранитах и пегматитах (I-5-31, II-5-5, II-6-21).

Проявление Окононов (I-5-31) расположено на левобережье р. Окононов и сложено позднеархейскими метаморфитами туксаньской серии.

Редкоземельные проявления образуют зону северо-западного простирания шириной 300–400 м, прослеженную на расстояние 2 км. Редкоземельная минерализация связана с гранитами и пегматитами идиумского комплекса и сопровождается радиоактивными аномалиями интенсивностью 100–200 мкР/ч (до 800 мкР/ч). Рудные тела линзовидные, с размерами линз до $0,1 \times 1,2$ м. Минерализация представлена ортитом, монацитом, оранжитом и цирконом с высоким содержанием (%) церия — до 3, лантана — до 1, циркония — 1, гафния — 0,03, урана — 0,02, тория — 0,18, меди — 0,06, свинца — 0,06, молибдена — 0,02.

Проявление Унин (II-5-5) расположено в зоне Станового разлома среди гранодиоритов тындинско-бакаранского комплекса. Здесь же наблюдается интрузия субщелочных гранитов ираканского комплекса. Наибольшая концентрация урана выявлена в гнездообразном рудном теле в узле сочленения северо-восточного и субмеридионального разломов. Вмещающие гранодиориты слабо изменены, урановая минерализация выполняет трещины в породах. Параметры оруденения: содержание 0,755 % на мощность 4,8 м, в том числе 7,56 % на 0,37 м и 1,49 % на 0,33 м. Элементы-спутники урана: золото — до 0,4 %, свинец — до 0,3 %, мышьяк — до 0,04 %. В северо-восточном направлении оруденение выклинивается на расстояние 5–7 м, на юго-запад рудоносная зона не прослежена [163]. Первичный минерал урана определен как уранинит, вторичная урановая минерализация представлена уранофаном и новачекитом.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кварц оптический (пьезокварц), горный хрусталь и жильный кварц, пригодный для плавки. Проявления и пункты минерализации пьезооптического сырья и жильного кварца, пригодного для плавки, известны в пределах Становой минерагенической провинции. Наиболее изученным и перспективным на этот вид сырья является Дамбукинский рудный район. Здесь выявлены проявления (III-1-56, 57, 58; III-2-33, 42 и др.), связанные с кварцевыми и кварц-полевошпатовыми (пегматитовыми) жилами [180]. Мощности жил, как правило, невелики и колеблются от 0,2–0,5 до 1,5–2,0 м. Мутные, полупрозрачные, реже прозрачные кристаллы, выполняющие небольшие полости в жилах, имеют размеры до 5×10 см, прозрачные — $0,5 \times 2$ см, иногда до 10–12 см.

Проявление Надежда (III-1-56) представляет собой серию кварцевых и кварц-полевошпатовых жил, в большинстве случаев согласно залегающих и, редко, секущих вмещающие раннеархейские диафторированные метаморфиты камрайской свиты в зоне протяженностью до 1 км при ширине 160–200 м. Длина отдельных кварц-полевошпатовых жил — от 5 до 100 м, мощность — 2–4 м. Кварцевые жилы имеют протяженность 5–15 м, максимальную мощность — 0,25 м. В северо-западной части зоны на участке 140×50 м в кварц-полевошпатовых жилах развиты гнездовые скопления горного хрусталя. Кристаллосырье представлено раухтопазом с размерами кристаллов 1–3 см (70 %), реже 7–10 см (30 %),

с весом наиболее крупных индивидов от 130–150 до 350–500 г. Раухтопаз по качеству пригоден для плавки кварцевого стекла. В процессе изучения добыто 137,8 кг сырья, выход сортового сырья 11,9 %. Прогнозные ресурсы горного хрусталя на плавку по категории $P_2 + P_3$ определены в количестве 29,6 т. В связи с незначительными ресурсами промышленной ценности не представляет.

Большинство крупных, иногда уникальных по качеству, кристаллов раухтопаза весом до 2,1 кг извлечено при отработке россыпей золота (III-2-33), когда промывка золотоносных песков производилась вручную. Находки эти единичны и промышленных скоплений не образуют. Исключением является Яснополянская техногенная россыпь (III-2-26) жильного стекловидного и гранулированного кварца [180].

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Пирит. Известно одно непромышленное месторождение серного колчедана — Каменушинское (V-4-57). Оруденение приурочено к породам гарьской серии, слагающим останец кровли среди гранитоидов октябрьского комплекса. Линзообразные тела массивных и плитчатых руд, сопровождаемые вкрапленным оруденением, залегают в горизонтах мраморов. Всего выявлено 11 рудных тел длиной 100–800 м, мощностью 2–12 м. На глубину они прослежены на 30–300 м. Руды подразделяются на колчеданные (пиритовые), магнетитовые и гематитовые. Практическое значение имеют две залежи почти сплошных пиритовых руд с содержанием (%): серы — 17–47, железа — 9,15–42,14, фосфора — 0,01–0,33, меди — 0,18 (до 0,77). Запасы руд по категориям В — 583 тыс. т, C_1 — 2175 тыс. т [211].

Флюорит. Выявлены немногочисленные небольшие проявления и пункты флюоритовой минерализации, пространственно связанные с гранитами ираканского комплекса. Заслуживает внимания только Мульмугинское проявление, расположенное на левобережье р. Мульмуга (II-3-6) и приуроченное к зоне разлома северо-восточного простирания в лейкократовых гранитах ираканского комплекса. Представлено несколькими кварцкарбонат-флюоритовыми жилами мощностью 0,05–0,4 м и протяженностью до 15 м. Флюорит слагает зернистые скопления, иногда до 60 % от жильной массы. В жилах встречаются полости с хорошо ограненными кубическими кристаллами флюорита размером до 0,2–0,7 см. Флюорит может быть использован как химическое сырье. Пункт минерализации (II-2-16) флюорита представлен зонами дробления мощностью 2–15 м с вкрапленностью, гнездами и небольшими линзами флюорита.

Алунит. На площади в бассейнах рек Орловка и Умлекан установлено два проявления (V-4-23, 26) алунита. Проявления приурочены к вулканогенным породам талданской свиты, прорванным гранитоидами буриндинского комплекса. Вблизи контакта вулканиты превращены во вторичные кварциты, в которых участками развиты алунитовые разности с андалузитом, диаспором и серицитом с примесью рутила и пирита. Рудные тела имеют вид пологих линзообразных залежей длиной от 200 до

2500 м и мощностью от 10 до 400 м. Содержание алунита составляет 10,23–41,38 % (среднее 31 %). Прогнозные ресурсы наиболее крупного Алунитового проявления (V-4-26) составляют по категории P_2 – 267 млн т. Интерес могут представлять также и андалузитовые кварциты, слагающие зоны шириной 100–500 м при длине 1–4 км.

Боросиликаты. В бассейне нижнего течения р. Уркан, правого притока р. Зея, известны три пункта минерализации бора (IV-1-15, 20, 48), приуроченные к среднепалеозойским образованиям. Содержание бора в скарнированных известняках достигает 0,5–2,0 %. Наиболее высокие содержания бора установлены в пункте минерализации Урканское (IV-1-20) – 7,5 % на мощность 0,2 м [251]. В скарнах здесь установлены датолит, бороносные кальцит и везувиан. Пункты минерализации оценены отрицательно.

Известняк. Известно три месторождения и ряд перспективных проявлений известняка, который может использоваться в химической и металлургической промышленности. Чагойанское месторождение (VI-3-36) приурочено к терригенно-карбонатным отложениям чагойанской свиты венда. Оно связано с мощной пачкой белых и светло-серых средне-крупнозернистых известняков и мраморов с прослоями и линзами мергелистых и доломитизированных известняков. Известняки и мраморы представляют один тип и сорт минерального сырья. Их средний химический состав (%): CaO – 54,14; SiO_2 – 1,35; $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ – 0,45; Fe_2O_3 – 0,25; MnO – 0,009; MgO – 0,44; P_2O_5 – 0,019; SO_3 – 0,01; п.п.п. – 42,7 (высокое качество карбонатного сырья). Естественная влажность известняка 0,08 %, плотность 2,77 г/см³, коэффициент разрыхления 1,49. Известняки пригодны (при условии ввода железосодержащей добавки – пиритных огарков) для производства портландцемента марки «400–500». Известняки оценивались также как сырье для производства извести и известняковой муки. Запасы известняков для производства цемента составляют по категориям $A + B + C_1$ – 77 952,4 тыс. т; для производства извести и известняковой муки – 80 559,8 тыс. т [142].

Месторождения Гаринское и кл. Известкового (VI-4-5, 8) представлены частично доломитизированными известняками с запасами по категориям $B + C_1$ – 1729 тыс. т.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ФОСФАТНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Апатиты. В районе установлено широкое распространение апатита в габброанортозитах и габбро. Его содержание достигает 3 % объема пород. Единичные пункты минерализации апатита установлены в Лучанском массиве основных и ультраосновных пород одноименного комплекса, в верховьях р. Брянта. Пункт минерализации Лучанский (I-2-92) представлен выходами апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд с содержанием P_2O_5 – 2–4 %. Ресурсы апатита по категории P_3 оценены в 17,3 млн т [211].

Фосфориты. Все пункты минерализации (V-6-23, 25, 31, 37, 49) сосредоточены в бассейне р. Ниж. Стойба [232]. Они приурочены к гори-

зонтам кварцитов мынской свиты нижнего карбона. Мощность кварцитов до 12 м, протяженность до 50 м. В них отмечаются до двух слоев кремнистых фосфоритов мощностью 3,5 и 7 м. Содержание P_2O_5 в фосфоритах составляет 5,15–14,73 %.

КЕРАМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Каолин. Месторождение каолинсодержащих полевошпат-кварцевых песков Чалганское (V-1-44) приурочено к верхней части сазанковской свиты (амуро-зейская серия). Пески слагают крупную пластообразную залежь мощностью от 1 до 17,5 м, прослеживающуюся на расстояние около 5 км при ширине от 200 до 1500 м. Месторождение комплексное, выход сырья после обогащения (%): каолин — 29,9–32,6, формовочный песок — 31,5, стекольный песок — 26,8, полевой шпат — 8,4. Каолин пригоден для изготовления высоковольтных изоляторов и изделий тонкой керамики, а также как наполнитель при производстве бумаги. Кварцевые концентраты могут использоваться для изготовления листового, технического и сортового стекла, для формовки чугуновых и стальных отливок, полевошпатовые концентраты — в керамической, электрокерамической и стекольной промышленности. Запасы каолинсодержащих полевошпат-кварцевых песков по категориям $A + B + C_1$ — 31 823 тыс. т, категории C_2 — 32 664 тыс. т [235].

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТОЕ СЫРЬЕ

Проявления и пункты минерализации высокоглиноземистого сырья известны в Дамбукинском и Сугдjarском рудных районах в гнейсах и кристаллических сланцах архея.

Кианит (дистен). Проявление Чимчанское (III-1-84) представлено линзами и прослоями гранат-кианит-ставролитовых, гранат-кианитовых и кварц-кианитовых кристаллических сланцев, залегающих среди биотитовых гнейсов чимчанской свиты. Мощность рудных тел до 6–8 м, протяженность — десятки и сотни метров. Содержание кианита в гнейсах до 15–20 %. Кристаллы кианита голубого цвета, размером до 6–8 см в длину. Прогнозные ресурсы по категории P_3 — 432 млн т [39].

Проявление Сугдjarское (II-4-57) расположено в 15 км к юго-востоку от пос. Бомнак на правом борту р. Сугдjar. Среди биотитовых гнейсов гудынской свиты наблюдается горизонт гранат-дистен-биотитовых и дистен-биотитовых гнейсов видимой мощностью 16 м и протяженностью 5 км. В горизонте линзы со скоплениями кристаллов дистена от 15–30 до 40–70 %. Кристаллы столбчатые голубовато-зеленого цвета размером от 1–3 мм до 3–6 см. Качество сырья специально не оценивалось. Проявление заслуживает постановки поисково-оценочных работ.

Силлиманит. Пункты минерализации силлиманита расположены в Сугдjarском рудном районе (II-4-45, 56) и вне минерагенических таксонов (II-6-32), представлены прослоями биотит- и биотит-гранат-сил-

лиманитовых пород, залегающими среди гнейсов, кристаллосланцев и кварцитов раннего архея. Мощность прослоев 1–7 м, протяженность 1–1,5 км, содержание силлиманита от 15–20 до 80–90 %. Размер кристаллов силлиманита 1–5 см. Содержание Al_2O_3 – 23–29 % [251]. Возможно выявление промышленно-значимого объекта керамического сырья.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Асбест. На территории листа имеется одно мелкое непромышленное месторождение хризотил-асбеста (V-2-44) и несколько пунктов минерализации хризотил- и амфибол-асбеста (I-3-35; II-4-6; III-1-21; III-2-9; V-3-51).

Месторождение хризотил-асбеста Усть-Депское (V-2-44) пространственно приурочено к краевым частям Усть-Депского ультрабазитового массива и контролируется зонами дробления близширотного направления. Мощность линзообразных крутопадающих залежей мелко- и крупносетчатого хризотил-асбеста 10–260 м при протяженности в 200–500 м. Прожилки хризотил-асбеста образуют в серпентинитах неправильную сетку. Мощность их от долей миллиметра до 1 см, расстояние между ними 5–10, реже 30–40 см. Асбест поперечно-волокнистого строения, иногда деформированный. Длина волокон 1–5 мм, редко 4–8 мм. По данным технических анализов, волокно хризотил-асбеста является кислотно-щелочно-термостойким. Содержание магнетита в нем не превышает 1 %. В залежах № 1 и № 2 крупносетчатого хризотил-асбеста выделены рудные блоки бедных – 1–2 % асбеста и богатых руд – 3–5 % асбеста. По залежи № 1 запасы по категории C_2 бедных руд – 36,8 тыс. т, богатых – 176 тыс. т, по залежи № 2 ресурсы по категории P_1 бедных руд составляют 105,5 тыс. т, богатых – 63,2 тыс. т. Месторождение отнесено к непромышленным, но массив в целом является перспективным на нахождение промышленно-ценных месторождений асбеста [228].

Мусковит. Все проявления мусковита распространены на территории горной системы Становика, где выделяется несколько пегматитовых полей в докембрийских гнейсах и кристаллосланцах [39]. Наиболее интересное из них Чокатай-Таранахское (I-4-6), где установлено 66 пегматитовых жил. Длина отдельных жил 10–120 м, мощность 0,2–2,0 м. Качество слюды хорошее: площадь кристаллов мусковита 4–225 см². Промышленное содержание (10–20 %) имеют только три жилы с общими запасами по категории C_2 мусковита 80 т; прогнозные ресурсы по всему пегматитовому полю – 500 т.

Группа Ялваканских проявлений (I-4-52, 53) образует среди биотитовых, гранат-биотитовых гнейсов зейской серии жильную пегматитовую зону северо-западного простирания шириной в 2,5 км и протяженностью 18 км. Мусковит в жилах мощностью до 0,5 м составляет 15–20 % породы. Он образует пластины 25–30 см², толщиной 4 см.

В пегматитовом поле в верховьях р. Брянта (I-2-83, 89; II-2-4, 8, 12) выявлено около 100 жил. Мощность их составляет 0,2–3,2 м. Единичные жилы достигают мощности 2–7 м и длины 160 м. Мусковит приурочен к кварцевому ядру жил, где образует гнездообразные скопления до

30–40 см. Площадь пластин 4–100 см² с толщиной пачек 2–5 см. Содержание достигает 10–15 % (34,7 кг/м³). Выход промышленного сырца 46,4 %, колотой слюды – 11,7 % от промышленного сырца. Преобладает слюда 3-го сорта. Запасы мусковита не подсчитывались.

Крупное пегматитовое поле расположено в междуречье Зея–Купури (II-5-3, 10, 11, 14, 21, 27; II-6-22, 26). Оно контролируется зоной разрывных нарушений северо-западного простирания. В пределах поля установлено более 300 жил длиной от 5 до 160 м, мощностью 0,3–30 м. В большинстве случаев мусковит приурочен к висячему боку пегматитовых жил, где образует гнездообразные, линзовидные скопления от 0,1–0,5 до 1–4 м в раздувах. Площадь пластин обычно 5–50 см² при толщине 2–3 см, иногда достигает 600 см² при толщине 3–7 см, иногда до 15 см. Содержание слюды от 5–20 до 42–80 кг/м³. Мусковит светло-зеленый, хорошего качества. Запасы не подсчитаны.

В нижнем течении р. Купури (II-5-32, 38; II-6-36) выявлена 21 жила мощностью по 0,2–3 м, протяженностью до 100 м. Содержание мусковита 1–10 %. Максимальные размеры пластин слюды до 120 см² при толщине 0,7–4 см. Выход сырца составляет 5,8–12,1 кг/м³.

Поля слюдоносных пегматитов встречаются также в бассейнах рек Гилюй, Иликан и Унаха (III-1-8, 9, 15; IV-2-3, 4).

Все пегматитовые поля в настоящее время оценены как непромышленные. Однако широкое развитие слюдоносных пегматитовых жил и их слабая изученность позволяют надеяться на открытие более крупных промышленных месторождений мусковита.

Флогопит. В районе известен лишь в виде пунктов минерализации (II-5-12, 22, 24, 31), связанных с диопсид- и флогопитсодержащими мраморами зейской серии. Скопления пластин флогопита в них имеют размеры 0,3–0,4 м в поперечнике. Отдельные кристаллы достигают 20 см² и до 3 см толщины. Содержание слюды в гнездах до 40 %. Проявления бесперспективны.

Тальк. Проявления талька установлены в верховьях р. Гарь. Наиболее изученным является проявление Ложниковское (V-3-22). Тальковая минерализация связана с многочисленными телами раннепротерозойских депских серпентинитов, расположенных в зоне разломов субмеридионального простирания. Серпентиниты повсеместно лиственитизированы, оталькованы, местами карбонатизированы и окварцованы. Среди измененных разностей выделяются серпентин-тальковые, тальк-карбонатные, тальк-хлоритовые и чисто тальковые. Протяженность полосы развития тел оталькованных серпентинитов 7,5 км, ширина выхода 250–750 м, содержание талька 70–92 %, в среднем 77,31 %. Прогнозные ресурсы талька по категории P₂ – 100 млн т [212].

Графит. Проявления (III-2-27, 48) и пункты минерализации (III-1-38; III-2-41; II-4-47, 52, 53) графита известны в Дамбукинском и Сугдjarском рудных районах и связаны с графитсодержащими гнейсами и кварцитами дамбукинской и токсской серий. Мощность пластов до 50–150 м, протяженность до 2–10 км при среднем содержании графита 3–5 %. Более высокие содержания графита – до 10–40 % характерны

для диафторированных кварц-серицитовых разностей, слагающих про-
слои и линзы, обычно согласные с вмещающими их гнейсами.

Проявление Моготское (III-2-48) расположено среди диафториро-
ванных раннеархейских гнейсов и кристаллосланцев камрайской свиты.
Простирается двух графитоносных залежей меридиональное, падение 65–
75° к западу, протяженность – 3,2 и 6,8 км при ширине выхода соответ-
ственно 40–80 и 60–150 м. Наиболее детально изучена зона № 2, в цен-
тральной части которой получены сечения зоны графитизации мощностью
53,9 и 38,3 м со средним содержанием графита соответственно 5,346 и
5,771 %. По заключению лаборатории НПО «Союзнеруд», руды пред-
ставляют промышленный интерес. Из графитистого кварцита получен
концентрат с содержанием графита 54,8 %, содержание графита класса
+ 02 мм в концентрате 56 %, извлечение графита в концентрат при ос-
новной флотации 89,5 %. Прогнозные ресурсы по категории P_2 –
17,3 млн т при среднем содержании графита 5,5 % [246].

Цеолиты. В районе известно одно месторождение (III-2-30) и два
проявления (III-2-78, 80) цеолитов.

Месторождение Вангинское (III-2-30) расположено в бассейне р. Ван-
га западнее Зейского водохранилища и приурочено к нижнемеловым вул-
каногенно-осадочным образованиям вангинской свиты. Продуктивные
цеолитизированные породы (пепловые туфы и риолиты) локализуются в
двух пластообразных пологопадающих залежах мощностью до 20 м и про-
тяженностью около 5 км. По минеральному составу руды месторождения
относятся к клиноптилолит-гейландитовому типу. Выделены три сорта
сырья: богатые руды с содержанием цеолитов более 70 % (до 1 % запасов),
рядовые руды с содержанием цеолитов 50–70 % (около 50 % запасов) и
бедные руды с содержанием цеолитов 30–50 %. Среднее содержание цео-
литов в руде 56 %. Цеолиты могут быть эффективно использованы для
получения бесцементных вяжущих растворов, бетонов и изделий из них,
а также в качестве кормовой добавки для животных и птицы, для повыше-
ния урожайности сельскохозяйственных культур. Горнотехнические усло-
вия освоения объекта несложные. Промышленные запасы залежи № 1 по
категории C_1 – 902 тыс. т, залежи № 2 по категории C_2 – 1540 тыс. т; про-
гнозные ресурсы по категории P_1 – 6000 тыс. т [132].

Проявление Резниковское (III-2-78) расположено в 18 км юго-за-
паднее пос. Снежногорск на берегу Зейского водохранилища. Приуро-
чено к пачке цеолитизированных риолитов и их туфов вангинской сви-
ты. Предполагаемая мощность залежей 15 м. Среднее содержание цео-
литов 47 % [143]. Прогнозные ресурсы по категории P_3 – 37 млн т.

ДРАГОЦЕННЫЕ, ПОДЕЛОЧНЫЕ И ОБЛИЦОВОЧНЫЕ КАМНИ

Алмазы. Пункт минерализации Туговиковский (III-2-25) находится
в бассейне р. Джалта. Три зерна алмазов найдены в протоочках из гра-
натовых амфиболитов в поле развития миоцен-олигоценых отложе-
ний тымнинской серии (темнинская свита) [211]. Хорошо изучены два
зерна алмазов, третье существенно от них не отличается. Одно зерно
представлено обломком чистого водяно-прозрачного с голубоватым от-

тенком кубического кристалла, второе — хорошо ограненным криво-гранным тетрагексаэдром, также водяно-прозрачным, но имеющим матовую зеленоватую поверхность. На сколах кристаллов проявлены различные структуры роста, микронеоднородности, а на первичной поверхности — следы коррозии в виде одиночных или, чаще, закономерно ориентированных четырехугольных пирамидальных фигур травления размером до 10 мкм. Подобные формы фигур травления типичны для кривогранных пирамидальных кубических кристаллов кимберлитовых алмазов. Для обоих кристаллов характерно повышенное количество азота в форме двух замещенных атомов, что отличает их от алмазов из пород эклогит-гнейсовых комплексов и синтетических алмазов.

В двух точках (III-2-45, 56) по р. Могот обнаружены единичные кристаллы алмазов из дражных концентратов золотодобычи [211].

Хризолит. Хризолитовая минерализация известна на Алдано-Становом щите в пределах Окононского базальтового плато и на Буреинском массиве. Связана она с ранненеоплейстоценовыми базальтами окононского и быссинского вулканических комплексов.

Россыпное месторождение хризолита Токское (I-5-29) расположено в 170 км северо-восточнее ст. Верхнезейск (трасса БАМ) в верхнем течении р. Ток. Коренным источником делювиальной россыпи хризолита являются оливиновые субщелочные базальты, обогащенные нодулями лерцолитов. Протяженность россыпи 850 м, ширина 20–140 м (в среднем 66 м), мощность хризолитоносных песков от 0,2 до 2,4 м (в среднем 1 м). Содержание хризолита-сырца в россыпи составляет от 6 до 2139 г/м³ (в среднем 65 г/м³), сортового хризолита — в среднем 4,4 г/м³. Хризолит имеет интенсивный золотисто-зеленый цвет чистых тонов и может использоваться для фасетной огранки и для производства кабошонов. Выход сортового камня 4,46 %. Размер кристаллов 1-го сорта 5 × 5 × 4 мм (3 %), 2-го сорта — 3 × 3 × 3 мм (97 %). Выход крупных вставок при огранке 5,4 %. Запасы по категории С₂ — 4478,7 кг (кристаллосырьё) при выходе сортового сырья 4,46 %; сортовой хризолит — 199,7 кг. В процессе опытно-добычных работ добыто 81,3 кг кристаллосырья и 1,6 кг сортового хризолита. Разработка месторождения в настоящее время не рентабельна из-за удаленности объекта и низких содержаний хризолита [281].

В пределах Окононского плато известно еще несколько элювиально-делювиальных россыпей, ресурсы которых по категории Р₂ составляют: проявление Скалистое (I-5-27) — кристаллосырьё — 181 кг, сортовой камень — 19,1 кг; проявление Инарогда (I-5-26) — кристаллосырьё — 694 кг, сортовой камень — 18,8 кг.

Проявление Сопка Острая (VI-5-23) расположено в 25 км южнее ст. Февральск в 1,5 км от трассы БАМ. Хризолитоносность связана с субвулканическим телом (200 × 300 м) трахибазальтов быссинского комплекса. Хризолит в коренных породах распространен в виде равномерно рассеянных кристаллов и гнездовых скоплений (нодулей) лерцолитов. В северо-восточной части тела наблюдается 5–10 нодулей на 1 м². Размер нодулей — 8 × 8 см, размер зерен хризолита — 5–6, реже 8–10 мм. Хризолит бледно- до изумрудно-зеленого, кристаллы прозрачные изометричной, реже призматической формы. Совместно с хризолитом встре-

чается хромдиопсид в виде мелких (1–2 мм) кристаллов изумрудно-зеленого цвета. Здесь выявлена [129] делювиальная россыпь размером 150×75 м. Мощность дресвяно-щебнистого слоя до 0,3 м. Содержание хризолита-сырца составляет от 59 до 5505 г/м³. В двух пробах выделен сортовой хризолит с содержаниями от 11 до 132 г/м³. Выход сортового материала – 2,5 %. Россыпь нарушена карьером при строительстве трассы БАМ.

Корунд. Проявление Ключ Сапфировый (II-6-30) представлено расположенным на водоразделе рек Луча–Никриг делювиальным развалом (50×200 м) глыб гранат-биотит-силлиманитовых гнейсов купуринской серии, содержащих до 10 % корунда, и аллювиальной валунно-галечниковой россыпью аналогичных пород в руч. Сапфировый. Корунд образует крупные призматические боченковидные, реже бипирамидальные шестиугольные призматические кристаллы размером от 3×5 см до 12×2 см. Цвет их в основном серый или голубовато-серый, реже голубой. Отмечаются единичные кристаллы с участками фиолетового и синего цвета размером до 1×4 мм. Содержание корунда в породе до 20 % (среднее 9 %), синего – доли процента. Протяженность россыпи 3 км. Содержание корундсодержащих пород – от единичных галек в приустьевой части до 3–4 глыб (до 0,8 м) на 1 м² в головке россыпи. Проявление неперспективно из-за низких декоративных качеств корунда.

Шпинель. Все известные проявления (I-6-23, 32) и пункты минерализации (II-6-41) шпинели расположены на северо-востоке площади в бассейнах верхнего течения рек Зeya и Мая. Они приурочены к горизонтам и линзам кальцифиров мощностью до 4–6 м токсской серии. Шпинель встречается в виде октаэдрических кристаллов размером 1–1,5 мм, реже до 3–7 мм, образуя в кальцифирах равномерную вкрапленность (до 5 %) и отдельные маломощные обогащенные слои (до 10 %). Шпинель полупрозрачная до прозрачной. Цветовая гамма с различными оттенками розового, сиреневого, синего, серого цвета.

Проявление Кука (I-6-32) расположено на правом борту р. Мая в 3,5 км ниже устья р. Караялах. Приурочено к горизонту кальцифиров [173], протяженностью 50 м, видимой мощностью 6 м. Азимут падения – 215°, угол падения – 30°. Смарагдит и шпинель равномерно рассеяны в кальцифирах, иногда они образуют маломощные (10–15 см) обогащенные прослои с содержанием самоцветов до 15–20 % (при содержании шпинели 5–10 %), протяженностью 5–6 м. Смарагдит образует короткие призматические полупрозрачные кристаллы изумрудно-зеленого цвета размером 2–7 мм, чаще 5 мм. В шлихах очень чистый, без трещин. Шпинель розовато-фиолетовая, размер зерен 0,5–1,5 мм. Голубовато-синяя разновидность образует кристаллы октаэдрической формы размером 3–7 мм. Проявление относится к типу магнезиальных скарнов со шпинелью, смарагдитом и корундом. Объект считается потенциально перспективным на камнесамоцветное сырье. Рекомендуется проведение поисковых работ на проявлении и смежных площадях с целью обнаружения новых тел со смарагдитом и шпинелью.

Топаз. Пункт минерализации (I-5-34) расположен в верховьях р. Зея. В прослоях кварцитов туксанийской серии мощностью до 1,5 м наблюдаются топазсодержащие полосы (0,5–2 см). Топаз образует изометричные и удлиненные зерна размером до 1 мм, а также гнездообразные скопления (до 5 мм). Топаз – не ювелирный. Перспективы объекта не ясны [173].

Циркон. Пункт минерализации (I-5-24) наблюдается в базальтах Оконского плато. Кристалл полупрозрачен, темно-вишневой окраски с ярко-красным глубинным свечением. Размер кристалла – до 8 мм по длинной оси. Перспективы объекта не ясны [211].

Гранат. Пункты минерализации (I-6-21; II-6-8, 29, 33, 34) расположены в северо-восточной части площади [228]. Гранат является породообразующим минералом в гранатсодержащих гнейсах туксанийской и купуринской серий, а также встречается в аллювиальных россыпях. Гнейсы образуют горизонты (до первых сотен метров) и прослои, содержание граната в которых достигает 20 %. Размер кристаллов 0,5–3 см. Обычно это хорошо ограненные, реже округлые кристаллы коричневатого и ярко-красного, фиолетово-розового цвета, полупрозрачные и непрозрачные, трещиноватые. Минерализация потенциально перспективна на обнаружение ювелирного граната (особенно в россыпях).

Аметист. Проявления (II-5-4, 7) расположены в верхнем течении р. Джагарма. Проявление Унинское (II-5-7) приурочено к интрузии субщелочных гранитов ираканского комплекса. В зоне разлома субширотного простирания протяженностью 500 м при максимальной ширине 50 м наблюдаются жилы кварцевого и кварц-кальцитового состава мощностью 0,1–1,0 м. Аметист и горный хрусталь развиты максимально в южной части зоны на участке 30 × 5 м. Друзы, сростки и отдельные кристаллы в полостях (до 30 см). Форма кристаллов скипетровидная, размер по длинной оси 0,5–1,5 см (до 3 см), в поперечнике 0,5–1 см (до 1,5–2 см). Кристаллы прозрачные, полупрозрачные, иногда покрыты рубашкой гидроокислов марганца. Окраска аметиста фиолетовая, слабой интенсивности, зональная [211].

Иризирующий ортоклаз. Пункт минерализации (II-6-39) расположен в бассейне р. Купури. В руч. Утунак выявлена россыпь обломков и глыб размером до 0,8 м пегматоидных гранитов с солнечным камнем. Протяженность россыпи 4 км. Количество глыб – 60–80 на 100 км². Иризацией в розовых и голубых тонах, вызывающей тонкую серебристость минерала, обладают кристаллы бледно-розового и серого ортоклаза. Их размер от 1,5–2 до 10–15 см. Крупные кристаллы трещиноваты, иризация в них отмечается на отдельных участках [211].

Халцедон. На площади выявлено два россыпных месторождения (V-5-12; VI-5-9), семь проявлений (V-5-7, 11; V-6-60, 64; VI-5-5; VI-6-1, 2) и несколько пунктов минерализации. Все они приурочены к вулканитам бурундинского ВК.

Месторождение Бурундинское (V-5-12) состоит из 33 продуктивных косовых россыпей общей длиной до 80 км (от устья р. Бурунда), но ос-

новные запасы ювелирно-поделочного камня сосредоточены на отрезке в 24 км от руч. Озерный до руч. Горелый. Длина каждой россыпи 80–150 м, ширина 60–50 м, мощность залежей от 5 до 30 м. Новобурундинский участок приурочен к отложениям I надпойменной террасы р. Бурунда. Он состоит из 14 промышленных россыпей общей протяженностью 12,5 км при ширине 1–2 км. Полезным ископаемым являются гальки и обломки сердолика и сардера (85–95 % сырья), собственно халцедона (3–5 %) и агатов (1–2 %). Размер галек и обломков от 5–8 до 15–20 см. Сердолики окрашены в яркие оранжевые цвета, полупрозрачны, сардеры отличаются густой буровато-красной окраской, просвечивают в пластинах толщиной 1,5–2 см, халцедоны серовато-белые, светло-желтые. Встречаются полосчатые разности — агаты. Халцедон месторождения обладает высокими художественно-декоративными свойствами, очень хорошо поддается полировке. Выход сортового сердолика по россыпям в среднем 68 %, в т. ч. I сорт — 30,2 %, II — 69,8 %. По количеству и качеству запасов это крупнейшее в России месторождение подобного вида сырья. Утвержденные запасы состоянию на 1.01.2002 г. составляют по категории C_1 — 1913 т сердолика-сырца и 900,7 т сердолика сортового. С 1973 по 1990 г. было добыто 68,5 т [130].

Месторождение Норское (VI-5-9) находится в 50 км к северо-западу от пос. Норск в долине р. Нора ниже устья р. Бурунда [220]. Представляет собой аллювиальную россыпь камнесамоцветного сырья протяженностью 8 км среди вулканитов бурундинского ВК. На этом отрезке выявлены 10 продуктивных кос. Их длина от 250 до 700 м при ширине 50–100 м. Гальки и обломки цветного халцедона рассеяны в песчано-валунно-галечных отложениях. Минерализация представлена сердоликом, сардером, агатом. Агат многоцветный, зональный, полупрозрачный. Сердолик полупрозрачный, ярко-, желто-красный. Сардер бурый, коричневатый. Размер галек от 3 до 20 см по длинной оси, наиболее часто встречаемый 5–10 см. Запасы по категориям $C_1 + C_2$ — 109 т, из них добыто 47,2 т сортового сырья [228].

Лиственит. На площади известно месторождение Депское (V-2-40) и пункт минерализации (V-3-21).

Депское месторождение расположено на правом берегу р. Зея в 2 км выше устья р. Деп. В эндоконтактной части Усть-Депского массива гипербазитов выявлено два линзообразных тела площадью 63,5 и 268 м². Тела состоят из кварца, карбоната, фуксита, серпентинита, хлорита. Листвениты окрашены в сочный серо-зеленый, участками темно-зеленый цвет. Текстура полосчатая и брекчиевая. Запасы по категории C_2 : сырца — 12 293 т, сортового камня — 10 123 т [211, 282].

Яшма. Пункт минерализации (II-6-1) расположен в бассейне р. Баранжа среди вулканитов бомнакской свиты. Элювиально-делювиальные развалы яшм имеют площадь в первые сотни квадратных километров. Яшмы наблюдаются в виде гнезд, прожилков в андезитах. Цвет — красный, сургучный, розовый, иногда зеленовато-серый. Встречаются пятнистые, полосчато-пятнистые разности. Яшма имеет высокие декоративные качества, хорошо полируется [228].

Нефрит. Пункт минерализации (II-6-10) расположен в бассейне р. Баранжа среди раннеархейских метаморфитов туксанийской серии. Нефритоподобные породы отмечаются в виде желваков и линз среди кальцифиоров и мраморов. Площадь их распространения составляет 50×200 м. Породы имеют бледно-зеленую, зеленовато-желтую, зеленовато-серую, участками белую окраску, обычно пятнистую. Хорошо просвечивают в пластинах толщиной до 2 см. Аналогичные породы встречаются в аллювии р. Баранжа на расстоянии 2 км. Размер глыб — до 0,5 м, максимальная концентрация до 3 кг/м^3 [228].

Окаменелая древесина является хорошим поделочным материалом. На площади выявлено два проявления: в приустьевой части р. Уган на правом берегу Зейского водохранилища (III-2-72) и на правом берегу р. Селемджа (VI-5-3). Сырье приурочено к раннемеловым андезитам и их туфам вангинской свиты и бурундинской толщи.

Проявление Уганское (III-2-72). В горизонтах туфов андезитов наблюдаются древесные стволы диаметром 20–30 см и их обломки размером 30×40 см. Древесина тонко, в виде псевдоморфоз, пропитана аморфным кремнеземом с сохранением структуры годовых колец. Цвет от светло-коричневого до смоляно-черного. По трещинам развиты голубоватый опал и марказит [228]. На объектах рекомендуется проведение ревизионных работ.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Строительный камень. Магматические горные породы, особенно граниты и гранодиориты, пригодные для строительных целей, широко распространены на всей территории. До настоящего времени разведывалось и частично разрабатывалось лишь несколько месторождений гранитоидов вдоль Транссибирской и Байкало-Амурской железнодорожных магистралей (VI-2-11; VI-4-19; VI-5-18; II-1-8; V-5-10; II-2-18; III-3-1 и др.). Месторождение гранодиоритов Северо-Шимановское (VI-2-11) расположено вблизи г. Шимановск. Запасы по категориям А + В + С — $34,4 \text{ млн м}^3$. Во время строительства трассы БАМ в эксплуатацию были вовлечены несколько крупных массивов разновозрастных интрузивных (граниты, гранодиориты, габброиды) пород, пригодных для отработки карьерами.

Перлиты. Проявление Резниковское (III-2-78) расположено на берегу Зейского водохранилища. В пачке цеолитизированных риолитов и их туфов вангинской свиты выявлен слой перлитов мощностью до 10–20 м, размером 300×1200 м. Перлиты обладают хорошими технологическими свойствами (коэффициент вспучивания от 2,1 до 3,0) и могут использоваться как наполнитель легких бетонов. Прогнозные ресурсы перлитов по категории P_2 — $5,4 \text{ млн т}$ [143].

Мраморы. На площади известно пять проявлений (IV-2-6, 7, 8, 9, 11), которые приурочены к отложениям туксинской толщи [141]. Пластины мраморов имеют мощность от 20 до 40 м, протяженность — до 700 м.

Мраморы белого, зеленого, розового цвета, часто полосчатые, пятнистые, обладают декоративным рисунком, легко обрабатываются и полируются. Недостатки: трещиноватость и наличие прожилков кварца. Прогнозные ресурсы по категории P_2 — более 5 млн m^3 .

Глины кирпичные, керамзитовые. В относительно обжитых районах разведано девять месторождений (III-3-4, IV-1-51, V-1-32, VI-1-3, VI-2-12, VI-3-37, VI-4-13, VI-5-12, 16). Они известны среди палеогеновых, неогеновых, неоплейстоценовых и голоценовых отложений. Представлены тощими и жирными пластичными разностями с непостоянным химическим составом [142].

Месторождение Тамаринское (VI-5-12) расположено в междуречье Селемджа—Бысса в 3 км от пос. Февральск. Пластичные глины слагают пластообразную залежь $2,6 \times 1,6$ км, мощностью от 3 до 8,4 м. Они пригодны для изготовления кирпича и керамзита. Запасы глин (тыс. m^3) по категориям $A + B + C_1$ — 11 162, по категории C_2 — 6400.

Месторождение Чуканское (VI-3-37) расположено на правом берегу р. Зея близ пос. Чагоян. Пласты глин имеют мощность от 2 до 14,5 м. Глины тонкодисперсные. Пригодны для производства кирпича и цемента. Запасы (тыс. m^3) по категориям $A + B + C_1$ — 5705 и по категории C_2 — 4092.

Месторождение Шимановское (IV-2-12) эксплуатируется с 1978 г. Глины пригодны для производства кирпича марки «150». Запасы по категориям $A + B + C_1$ — 2893 тыс. m^3 .

Месторождение Тыгдинское (V-1-32) расположено в 1,5 км северо-восточнее пос. Тыгда и представлено пластом глины мощностью 1,9–4,9 м в отложениях сазанковской свиты. Глины пригодны для производства строительного кирпича марки «100». Запасы по категориям $A + B + C_1$ — 363 тыс. m^3 . Месторождение эксплуатируется с 1955 г.

Глины красочные. Проявление (V-1-42) расположено в 3,5 км северо-западнее пос. Чалганы и представляет собой глину кирпично-красного цвета с включениями песка и гравия (2,5–7,5 %). Дисперсная глинистая масса хорошо отмучивается в воде и легко отделяется от крупнозернистой и гравийной фракций. Высушенная и отмученная глина на ощупь жирная. Глина залегает в виде линзы 500×200 м, мощностью 2,7–6,6 м. Содержание глинистых частиц 29,0–52,67 %, пылеватых — 9,02–30,28 %, песчаных — 24,12–54,42 %. Содержание оксида железа 4,28–8,33 %; маслосодержание — 26–44 %. Глины в естественном виде для производства красок непригодны. Запасы не подсчитывались [142].

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Песчано-гравийный материал. Ресурсы песчано-гравийно-галечникового материала в террасах многочисленных рек района практически неисчерпаемы. В настоящее время разведаны и частично эксплуатируются одно крупное (VI-5-11) и шесть мелких (III-3-7, IV-2-20, 21, VI-4-12, VI-5-10, 14) месторождений.

Месторождение Февральское-2 (VI-5-11) расположено на левом берегу р. Селемджа. Оно представлено горизонтальной залежью песчано-гравийных отложений площадью (разведанной) 570 м². Средняя мощность 6,4 м, полная мощность полезного слоя не установлена. Гранулометрический состав песчано-гравийной смеси: гравийно-галечниковая фракция – 83,8 %, песчаная – 46–16,2 %. Галька и гравий представлены преимущественно эффузивами и гранитами. Пески кварц-полевошпатовые тонкозернистые. Гравий крупный. Установлена пригодность гравия для путевого балласта и производства тяжелого и гидротехнического бетона. Запасы по категориям А + В + С₁ – 63 819 тыс. м³ [142].

Пески строительные. В пределах Амуро-Зейской группы впадин известно 13 месторождений строительных песков (IV-1-56, VI-1-2, VI-4-26), пригодных для дорожного строительства. Все они обладают большими запасами, но в настоящее время не эксплуатируются [142].

Месторождение Овсянковское (IV-1-56) расположено в 5 км юго-западнее пос. Овсянка. Пески мелко-среднезернистые желтовато-серые и желтовато-бурые залегают в виде линзообразной залежи мощностью от 1,4 до 7 м (средняя 2,7 м). Песок – отошитель. Запасы по категориям А + В + С₁ – 363 тыс. м³.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

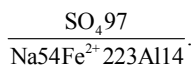
МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

В пределах листа известно два месторождения минеральных вод: Быссинское и Кислое Озеро. Последнее совмещено с одноименным месторождением лечебных грязей.

Месторождение термоминеральных вод Быссинское (VI-6-15) [125]. Термоминеральные воды образуют зону растекания, вытянутую вдоль р. Бысса, в перекрывающих четвертичных отложениях. Температура вод 35–45 °С. Площадь ореола вод, оконтуренная по изотерме 10 °С на глубине 50 м, составляет 0,68 км², по изотерме 40 °С – 0,02 км². Воды слабоминерализованные (0,2–0,33 г/л), в составе основных компонентов преобладают (мг-экв. %): Cl – 22–36, HCO₃(CO₃) – 22–36 и Na + K – 90. Для вод месторождения характерна высокая щелочность: рН = 9,2–9,6. В составе биологически активных компонентов присутствует кремнекислота H₂SiO₃ – 55–80 г/л, что превышает бальнеологическую норму (50 мг/л). Повышено содержание фтора – 7,5–9,5 мг/л. В составе растворенных газов преобладает азот (до 72–86 об. %). Воды месторождения относятся к группе слабоминерализованных кремнистых азотных терм. Они аналогичны водам курорта «Кульдур» (Еврейская АО). Эксплуатационные запасы термоминеральных вод составляют 560 м³/сут, из них по категории В – 470 м³/сут и по категории С₁ – 90 м³/сут. Воды месторождения используются населением Амурской области «диким» способом для лечения различных болезней.

Месторождение лечебных грязей и минеральных вод Кислое Озеро (IV-1-21) [260] приурочено к зоне трещиноватости в раннемеловых гра-

нитах верхнеамурского комплекса. Минеральные воды изливаются в виде восходящего родника. Они слабоминерализованные (1,6–2,5 г/л), формула ионного состава:



Содержание специфических компонентов (мг/л): Fe – 234, Al – 44, Mn – 15,6. В составе газов преобладает азот. Температура воды 0,5 °С, pH = 3–4. Воды источника практически не используются. Лечебные сапропелевые грязи месторождения связаны с участком разгрузки минеральных вод в озеро площадью 1200 м², глубиной 0,7–1,2 м. Они формируют верхний слой донной залежи мощностью 0,8–3,0 м (в среднем 1,7 м). Сапропели минерализованные железистые (сульфаты железа – 5 г/л и более), кислые до ультракислых (pH < 2,5), с резко положительным Eh = +270 мВ. Наличие в небольших количествах сульфидов железа (3,4–16,7 мг/100 г) свидетельствует о возможности дополнительного окисления грязевой массы и возрастании минерализации грязевого раствора. Содержание бальнеологически ценных органических веществ (битумов, гуминовых кислот и др.) – 50 %. Ионный состав сульфатный магниевонатриево-кальциевый с большим содержанием железа – до 10 экв. %. Оценка санитарного состояния месторождения не проводилась. Ориентировочные запасы лечебных грязей – 1,5–2 тыс. т. Грязи Кислого Озера относятся к редкой разновидности – низкоминерализованным кислым железистым сапропелям. Аналогами являются лечебные грязи курорта Сестрорецк (г. Санкт-Петербург). При благоприятном санитарном состоянии грязи могут быть рекомендованы для лечения внутренних органов человека.

ПИТЬЕВЫЕ ВОДЫ

В 1970–1980-е годы при строительстве БАМ были проведены поисковые работы в целях водоснабжения по всем железнодорожным станциям, однако запасы подземных вод по большинству из них, за исключением станций Верхнезейск и Февральск (Зейское и Быссинское месторождения пресных вод), не утверждались. На площади также находятся месторождения Покровское (V-1-22) и Корчажное Озеро (IV-1-22). Утвержденные эксплуатационные запасы подземных вод на территории по состоянию на 1.01.1990 г. составили 51,6 тыс. м³/сут [174]. Количество извлеченной пользователями воды на тот же период, с учетом и неутвержденных запасов, составило 6,2 тыс. м³/сут.

Месторождение Зейское (III-3-2) [148] приурочено к зоне трещиноватости в архейских метаморфических породах и гранитоидах тындинско-бакаранского комплекса, а также песчано-глинистым отложениям тымнинской серии (темнинская свита), аргинской свиты и аллювию среднего неоплейстоцена. Мощность многолетнемерзлых пород 5–65 м. Наиболее обводнены отложения темнинской свиты мощностью 40–150 м,

глубиной залегания 20–50 м. Воды напорные, напор над кровлей горизонта 5–70 м. Дебиты скважин 1,6–14,4 л/с при понижениях соответственно 15,2 и 7,1 м. Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации поверхностного стока и атмосферных осадков на участках сквозных таликов, разгрузка – в днищах долин рек и ручьев. Месторождение состоит из двух участков: Западный – юго-восточная окраина пос. Верхнезейск, и Восточный – в 12–15 км юго-восточнее поселка. Разведан для водоснабжения пос. Верхнезейск только участок Западный. Расчетные параметры водоносного горизонта: коэффициент фильтрации – 18 м/сут, коэффициент уводнепроводности – 5×10^5 м²/сут, водоотдача – 0,15 м³. По химическому составу воды гидрокарбонатные со смешанным катионным составом, по качеству соответствуют ГОСТ 2874-73, за исключением повышенного (4,6 мг/л) содержания железа и запаха сероводорода (до 4 баллов), содержание которого – 1,0–7,2 мг/л. Эксплуатационные запасы подземных вод по категории А – 2090 м³/сут, по категории В – 7910 м³/сут. Расчетный срок эксплуатации водозабора 8 лет.

Месторождение Быссинское (VI-5-13) [169] приурочено к трещиноватым вулканогенно-осадочным породам поярковской свиты. Многолетнемерзлотные породы вскрыты до глубины 43 м. Вскрытая мощность обводненных пород 50–160 м, глубина их залегания 12–36 м. Воды напорные. Высота напора над кровлей горизонта 2–42 м. Дебиты скважин 2,85–54 л/с при понижениях соответственно 30,3–7,95 м. Основное питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, разгрузка происходит в долинах рек Селемджа и Бысса. Расчетные параметры горизонта: коэффициент пьезопроводности – $8,25 \times 10^5$ м²/сут, коэффициент водопроводимости – 895 м²/сут. Воды гидрокарбонатные натриево-кальциевые с сухим остатком 0,1–0,15 г/л, по качеству соответствуют ГОСТ 2874-82. На отдельных участках за пределами водозабора вскрыты подземные воды с повышенным содержанием железа (1,25–2,0 мг/л), поэтому рекомендовано строительство станции обезжелезивания. Эксплуатационные запасы вод по категории А – 6652 м³/сут, по категории В – 5444 м³/сут, по категории С₁ – 7532 м³/сут. Воды месторождения используются для водоснабжения ст. Февральск. Водоотбор – 2,9 тыс. м³/сут.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ТЕРРИТОРИИ

Сложность геологического строения листа, находящегося на стыке двух крупнейших докембрийских стабилизированных областей — Алдано-Станового щита и Ханкайско-Буреинского массива, а также зажатой между ними Амуро-Охотской складчатой системой палеозоид и мезозоид, определили многообразие минерагении этой площади. Каждой крупной тектонической структуре соответствует своя минерагеническая провинция, имеющая одноименное с ней название. Алдано-Становому щиту соответствуют две провинции — Алданская и Становая, Амуро-Охотской СС — Амуро-Охотская провинция и Буреинскому массиву — Ханкайско-Буреинская провинция. Границы всех минерагенических провинций четкие и обычно совпадают с зонами крупных глубинных разломов: Станового, Северо-Тукурингского и Южно-Тукурингского. Исключение составляет граница между Алданской и Становой провинциями, между которыми на площади нет четких границ. В основу минерагенического районирования площади листа положены традиционные принципы, получившие широкое применение на Дальнем Востоке на протяжении более чем 50 лет. Авторами принята схема минерагенических провинций ДВСЛ [209]. Минерагенический профиль территории листа определяют главным образом месторождения россыпного и коренного золота. Добыча металла из последних сейчас все более увеличивается. В южной части площади наблюдаются объекты железорудной скарновой формации. В центральной части в настоящее время разведываются медно-молибден-(с золотом)-порфировые объекты. Благодаря работам последних лет на сопредельной с востока территории значительно возрос потенциал в отношении перспектив обнаружения медно-никелевых (с платиной) руд в северо-восточной части площади.

АЛДАНСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Южная граница провинции в целом совпадает с зоной Станового разлома. В пределах провинции проявлена докембрийская железорудная и ураново-редкоземельно-редкометалльная минерализация (Сутамский железорудный район и Тыркано-Учурская уран-редкометалльно-редкоземельная МЗ). С мезозойской эпохой связаны проявления каменного угля (Эльгинский каменноугольный район).

Сутамский железорудный район (0.1 Fe/AR)

В пределах листа наблюдается южная часть района (бассейн р. Сутам). В его пределах расположено шесть рудопроявлений железа и несколько пунктов минерализации в железистых кварцитах, установленных среди высокометаморфизованных и сложнодислоцированных пород гидатской серии раннего архея. Проявления перспективны на выявление мелких и средних месторождений железистых кварцитов. Прогнозные ресурсы категории $P_2 + P_3$ по Сутамскому железорудному району составляют 2139 млн т [207].

Тыркано-Учурская уран-редкометалльно-редкоземельная минерагеническая зона (1 TR, R, U/AR–PR)

На площади листа зона выходит своей юго-западной частью. Здесь имеются лишь проявления урановой и редкоземельной минерализации, связанные с раннеархейским тырканским гранулитогнейсовым комплексом. Данная минерализация не представляет практического интереса, так как отсутствуют такие благоприятные факторы, как участки перекрытия фундамента платформенным чехлом, характерные для месторождений типа «несогласия», гранито-гнейсовые купола, зоны катаклазитов с альбититами и т. д., которые могут способствовать образованию крупных месторождений.

Эльгинский каменноугольный район (0.2 УК/Ј)

Южная часть Эльгинского каменноугольного района расположена на северо-востоке листа. Единственное проявление угля приурочено к отложениям беркакитской свиты позднеюрского возраста. Перспективы района небольшие.

СТАНОВАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Становая минерагеническая провинция охватывает образования Алдано-Станового щита. Южной границей провинции является зона Северо-Тукурингского глубинного разлома. Провинция характеризуется проявленностью минерализации всех выделенных докембрийских и мезозойских минерагенических эпох.

Прямые признаки благороднометалльного оруденения (золото, серебро) связаны с заключительной стадией раннепротерозойской минерагенической эпохи, когда формировалось метаморфогенно-гидротермальное золото-кварц-сульфидное и серебро-сульфидно-кварцевое (также медно-кварц-сульфидное и молибден-кварцевое) оруденение, приуроченное к протяженным (сотни километров) зонам зеленосланцевых диафторитов, сопровождающим глубинные разломы (Северо-Становая молибдено-серебро-золоторудная и Желтулакская платино-никелевая-молибденово-золоторудная минерагенические зоны).

Метаморфогенно-гидротермальный тип золотого оруденения имеет большое значение как источник формирования богатых россыпных месторождений, отработка которых в пределах Становой провинции осуществляется на протяжении более 150 лет.

Наиболее продуктивной в отношении золота в пределах провинции является мезозойская минерагеническая эпоха, сформировавшаяся в результате интенсивной тектоно-магматической активизации. Для месторождений и проявлений коренной и россыпной золоторудной минерализации этой эпохи характерна пространственная приуроченность к меловым магматическим образованиям, которые представлены полиформационными многофазными гипабиссальными и субвулканическими в основном малообъемными интрузиями с повышенными концентрациями золота по сравнению с породами архейского основания и платформенного чехла [271].

Развитию профилирующих для Становой провинции золотого, золото-серебряного, медного и молибденового оруденений предшествовало формирование трахиандезит-дацитовых и трахиандезит-трахириолитовых вулкано-тектонических структур и внедрение малых интрузий гранодиорит- и гранит-порфиоров, на заключительной стадии — формирование гранит-лампрофирового дайкового комплекса. Дальнейшие процессы гидротермально-метасоматических преобразований и рудообразования предварялись или сопровождались развитием тектонических нарушений, преимущественно северо-западного и северо-восточного простирания.

Для провинции характерна высокая рудолокализирующая роль малых порфировых интрузий, вмещающих проявления медно- и молибден-порфирового типа. Не исключено также наличие проявлений золото-порфирового типа, ближайшим аналогом которого на сопредельной с запада площади может рассматриваться Бамское месторождение.

Мезозойская золоторудная минерализация Становой провинции большинством исследователей связывается с глубинными — ниже- или подкоровыми источниками. При этом не отрицается возможная роль процессов мобилизации золота из вышес залегающих пород. Важную роль, вероятно, играют также промежуточные коллекторы рудоносных флюидов, в качестве которых могли выступать периферические очаги первичных и вторичных расплавов. Золоторудная минерализация Северо-Становой МЗ приурочена преимущественно к участкам повышенной (41—46 км) мощности коры. В то же время, в пределах Южно-Становой МЗ, аналогичные проявления золото-кварцевой формации концентрируются в участках с мощностью земной коры в 35—39 км. Это может расцениваться как независимость генезиса данного оруденения от структур земной коры и, соответственно, его связь с глубинными источниками. Что подтверждается и пространственной приуроченностью проявлений к зоне Станового глубинного разлома в Северо-Становой МЗ и к участкам базификации коры в Южно-Становой. Еще одним подтверждением глубинности генезиса оруденения является в целом халькофильный (золото-серебро-медь-молибден) профиль.

Вторым по распространенности полезным ископаемым в пределах Алдано-Становой провинции является железо. Железорудная формация

железистых кварцитов генетически связана с рифтогенно-геосинклинальными метаморфогенными образованиями кварцито-кристаллосланцевой гнейсовой формации раннего и позднего архея, которые одновременно являются рудогенерирующими и рудолокализирующими. При стратиформном залегании рудных тел многими исследователями не исключается также возможность метасоматического формирования магнетитовых кварцитов. Рудные тела локализуются, как правило, на границах вулканогенных и терригенных (преимущественно глиноземисто-гнейсово-сланцевых) образований.

Месторождения и проявления железа расположены в положительных полях силы тяжести различной интенсивности. Большинство проявлений свинца и цинка характерны для интенсивных аномалий обоих знаков. В отрицательном поле концентрируется вольфрамовое и молибденовое оруденение, при этом месторождения молибдена — в слабых по интенсивности полях [68].

По наличию титаноносных проявлений и пунктов минерализации расслоенных массивов лучанского, идио-тырканского и, возможно, майско-джанинского комплексов в пределах Становой провинции выделены Сивакано-Чогарская титано-железородная и Брянтино-Сугджарская платино-железо-никелево-титановая минерагенические зоны. Наряду с охарактеризованными выше полезными ископаемыми провинции, в ее пределах известны проявления других полезных ископаемых: урана, редких земель, редких металлов, меди и др. В последнее время выявлены перспективные площади с медно-никелевой (с платиноидами) минерализацией (Кун-Маньенская минерагеническая зона потенциальная).

Кун-Маньенская платино-медно-никелевая минерагеническая зона потенциальная (2 Ni, Cu, Pt/PR)

Зона находится на северо-востоке территории листа и контролируется площадями развития ультрабазитовых даек и силлов раннепротерозойского кунманьенского комплекса. За последние годы [247, 248] на левобережье р. Мая на сопредельной с востока площади (лист N-53) выявлен новый высокоперспективный тип сингенетического сульфидно-медно-никелевого с платиной оруденения в расслоенных базит-ультрабазитовых интрузивах раннепротерозойского кунманьенского комплекса. Здесь прогнозируется медно-никелевая Кун-Маньенская МЗ с одноименным прогнозируемым рудным узлом. Прогнозируемые ресурсы зоны по категории P_3 составляют: никель — 900 тыс. т, медь — 379 тыс. т, кобальт — 23 тыс. т, платина — 70 т [46]. В настоящее время поисково-оценочные работы здесь продолжаются.

Кун-Маньенская МЗ прослеживается в западном направлении на площадь листа N-52. В бассейне рек Кукур, Зея и Бол. Туксани, по данным среднемасштабных съемок [32, 74], наблюдаются аналогичные магматические образования, а также контрастные (I-6-22, 24) литохимические ореолы никеля. Здесь выделяется Туксани-Кукурский платино-медно-никелевый потенциальный рудный узел (2.0.1 Ni, Cu, Pt). Авторские прогнозные ресурсы Кун-Маньенской МЗ по категории P_3 составляют: никель — 500 тыс. т, медь — 150 тыс. т, кобальт — 20 тыс. т, платина — 50 т.

Брянтино-Сугджарская платино-железо-никелево-титановая минерагеническая зона потенциальная (3 Ti, Ni, Fe, Pt/AR, PR)

Находится в западной части Становой провинции. Основные перспективы МЗ связаны с базит-гипербазитовыми комплексами двух возрастных уровней — раннеархейского хорогочинского и раннепротерозойского лучанского. Данные комплексы значительно распространены в бассейне среднего течения рек Десс, Брянта и Утугай, где выделен Среднебрянтинский платино-железо-никелево-титановый рудный узел потенциальный (3.0.1 Ti, Ni, Fe, Pt). В пределах узла в связи с хорогочинским комплексом известны одно магматогенное проявление комплексных апатит-ильменит-титаномagnetитовых руд и шесть пунктов минерализации титаномagnetитовых руд. Учитывая слабую изученность площади узла на титан, наличие неочцененных магнитных и геохимических аномалий, возможно выявление мелких месторождений «сеймского» типа. С лучанским комплексом связаны два проявления сульфидных медно-никелевых руд. В пределах рудного узла также находятся пункты минерализации золота (два пункта), молибдена (два), платины (одно). Прогнозные ресурсы узла по категории P_3 составляют: титан — 100 млн т, никель — 400 тыс. т, железо — 100 млн т, кобальт — 30 тыс. т, платина — 50 т, золото — 20 т, апатиты — 17 млн т [187, 211].

Северо-Становая молибденово-серебро-золоторудная минерагеническая зона (4 Au, Ag, Mo /PR, MZ)

Северо-Становая МЗ совпадает с северной частью Становой вулканоплутонической зоны, образования которой в виде разобщенных ареалов расположены среди докембрийских образований Алдано-Станового щита параллельно простиранию Станового глубинного разлома. Эти ареалы представлены вулканитами и штокообразными телами гранитоидов ранне-позднемелового возраста. Наиболее перспективными в отношении золото-серебряного и молибден-порфирового (с золотом) оруденения являются вулканотектонические структуры сложного строения, содержащие связанные с вулканитами субвулканические и гипабиссальные интрузии. Иногда вулканические постройки представляют собой купольно-кольцевые структуры центрального типа, минерализация в которых локализуется не только в меловых вулканитах и гранитоидах, но и в породах фундамента. Метаморфогенно-гидротермальное золото-кварц-сульфидное и молибден-кварцевое оруденение, связанное с заключительной стадией раннепротерозойской минерагенической эпохи, приурочено к протяженным зонам зеленосланцевых диафоритов в зоне Станового разлома.

В пределах минерагенической зоны выделены Сутамо-Брянтинский и Токско-Алгаминский потенциальные рудные районы, Купури-Майский рудный узел и Унинский потенциальный рудный узел.

Сутамо-Брянтинский молибденово-серебро-золоторудный потенциальный район (4.1 Au, Ag, Mo)

Расположен в западной части Северо-Становой МЗ. В районе выделяются три золото-молибденоворудных потенциальных узла — Верхнесутамский, Джелиндинский, Сутамский, Десский, Верхнебрянтинский, Усмун-Нуямский, Усмунский потенциальные рудные узлы. Прогнозные ресурсы россыпного золота рудного района составляют: по категории P_1 — 4,706 т; P_2 — 2,343 т; P_3 — 3,839 т [243].

Верхнесутамский молибденово-золоторудный потенциальный узел (4.1.1 Au, Mo)

Находится в западной части Сутамо-Брянтинского РР и пространственно приурочен к Верхнесутамской купольно-кольцевой структуре, сложенной вулканитами сэгангринского ВК раннего мела, которые прорваны штоко- и дайкообразными телами джелиндаканского комплекса. С последними пространственно совмещены проявления молибдена штокверкового типа, расположенные в зоне кольцевого разлома. В пределах узла расположены два проявления молибдена, проявления золота, меди и 11 россыпей золота. Прогнозные ресурсы узла составляют: золото (по категории $P_2 + P_3$) — 73 т; молибден (по категории P_3) — 15 тыс. т; медь (по категории P_3) — 70 тыс. т [211]. Прогнозные ресурсы россыпного золота составляют: по категории P_1 — 0,936 т; P_2 — 1,146 т; P_3 — 0,947 т [243].

Джелиндинский молибденово-серебро-золоторудный узел потенциальный (4.1.2 Au, Ag, Mo)

Приурочен к зоне Станового разлома. Геологическая обстановка аналогична вышеописанной в Верхнесутамском РУ. В узле расположены проявления Джелиндакан молибден-порфировой (с золотом) формации, семь золоторудных проявлений, проявления свинца, платины, ртути. Пространственно узел совмещен с Верхнесутамским золотороссыпным узлом, в пределах которого известны крупные россыпи (1-2-35) с запасами до 1700 кг и десятки мелких россыпей. Содержания золота в россыпях колеблются от 100 мг/м³ до 3–7 г/м³. Большинство россыпей золота полностью отработаны. Проявление Джелиндакан приурочено к штоку кварцевых монцодиоритов джелиндаканского комплекса, прорывающим вулканогенно-осадочные отложения нагорненской свиты раннего мела, и представлено крупным (700 × 300 м) штокверком. Содержание молибдена колеблется от 0,01 до 0,1 %, меди — от 0,01 до 0,1 %, золота — до 4,3 г/т, серебра — от 1,4 до 12,6 г/т. Рудопроявление очень перспективно. Прогнозные ресурсы узла по категории P_3 составляют: молибден — 100 тыс. т, Au — 30 т, Ag — 60 т [211]. Прогнозные ресурсы россыпного золота: по категории P_1 — 2,695 т; P_2 — 0,260 т; P_3 — 1,792 т [243].

Сутамский ртутно-золоторудный узел потенциальный (4.1.3 Au, Hg)

Находится на севере площади в бассейне р. Сутам. Приурочен к зоне Станового разлома с широко развитыми по раннеархейским образованиям гидатской серии зеленосланцевыми диафторитами и кремнелочными метасоматитами, прорванными малыми телами и дайками джелиндаканского комплекса раннего мела. В пределах узла в зонах зеленосланцевых диафторитов установлены одно месторождение и пять пунктов минерализации ртути, относящихся к киноварь-гюбнерит-антимонитовой формации. В сульфидизированных кремнелочных метасоматитах, приуроченных к северо-восточным и субширотным зонам катаклаза, известны два пункта минерализации с содержанием молибдена до 0,03–0,1 % [194]. В рудном узле расположены три россыпи и семь россыпепроявлений золота. Прогнозные ресурсы коренного золота по категории P_3 – 20 т [256]. Прогнозные ресурсы россыпного золота по категории P_1 – 0,119 т; P_2 – 0,520 т; P_3 – 0,870 т [243].

Десский серебро-золоторудный узел потенциальный (4.1.4 Au, Ag)

Расположен в верховьях рек Десс и Дельберга в северной части Унахинского массива гранодиоритов тындинско-бакаранского комплекса. Рудный узел включает два проявления золото-серебряной сульфидно-сульфасольной формации, два пункта минерализации и пять россыпей золота. Оруденение приурочено к зоне разлома восточно-северо-восточного простирания. Здесь среди гранодиоритов выделяется купольная морфоструктура диаметром 15 км, отражающая, вероятно, слабо отпрепарированную интрузивно-тектоническую постройку центрального типа, которая связана с нескрытым штоком гранитоидов джелиндаканского(?) комплекса раннего мела. Характерно широкое развитие даек граносиенит- и гранодиорит-порфиров.

На проявлении Ясное (I-2-66) вскрыты жильно-прожилковые минерализованные зоны мощностью до 10 м, протяженностью до 3 км, которые укладываются в полосу шириной 500 м. Кварц – халцедоновидный, присутствует барит. Рудные минералы представлены аргентитом, халькопиритом, галенитом, пироморфитом, сфалеритом, вульфенитом, пиритом. Содержание золота достигает 5–7 г/т (среднее 0,6 г/т), серебра – 100 г/т, молибдена – 0,3 %, меди и цинка – 0,06 %. Пробность золота 520.

Прогнозные ресурсы рудного узла по категории P_2 составляют: золото – 6 т, серебро – 728 т; по категории P_3 : золото – 12 т, серебро – 600 т, свинец и цинк – 530 тыс. т [155, 211]. Прогнозные ресурсы россыпного золота по категории P_3 – 0,230 т [243].

Верхнебрянтинский молибденово-серебро-золоторудный узел потенциальный (4.1.5 Au, Ag, Mo)

Расположен в верховьях р. Брянта. Оруденение рудного узла приурочено к вулcano-тектонической депрессии, которая сложена вулканидами сэгангринского ВК и ограничена разломами различного простирания.

ния. Проявления наблюдаются также по периферии депрессии в гранитоидах тындинско-бакаранского комплекса. В рудном узле выявлены пять проявлений золота золото-серебряной формации (Солнечное, Хакули, Салакит, Нижнее и Брянтинское), проявление и пункт минерализации молибдена, проявление меди, а также пять россыпей золота.

Проявление Солнечное (I-2-73) приурочено к штоку (0,2 км²) субвулканических трахириолитов, в котором локализованы разноориентированные жилы и прожилки халцедоновидного кварца, нередко образующие штокверки. Среднее содержание золота в жилах — 5 г/т (максимальное — до 13 г/т), в зонах окварцевания — 0,85 г/т. Золото мелкое — 0,1–0,4 мм. Пробность 470–580. Отношение Au : Ag равно 1 : 10. Рудные минералы представлены пиритом, аргентитом, халькопиритом, молибденитом, золотом, киноварью.

Прогнозные ресурсы РУ по категории P₁ составляют: медь — 8,8 тыс. т; по категории P₂: золото — 21 т, серебро — 246 т, молибден — 137 тыс. т; по категории P₃: золото — 60 т, серебро — 3000 т, молибден — 54 тыс. т [211, 289]. Прогнозные ресурсы россыпного золота по категории P₁ — 0,956 т, P₂ — 0,417 т.

Усмун-Нуямский золото-молибденоворудный узел потенциальный (4.1.6 Mo, Au)

Расположен в истоках рек Усмун и Нуям. В геологическом отношении узел находится в пределах Мультугинского массива гранитоидов тырмобуреинского комплекса. На востоке распространены гнейсы и кристаллосланцы купуринской серии. В пределах узла развиты разломы восточно-северо-восточного направления, с которыми совпадают раннемеловые дайки риолитов сэгангринского комплекса аналогичного простираения. В РУ известны проявление и пункт минерализации молибдена. Дайки и вмещающие их граниты катаклазированы, серицитизированы, окварцованы. Мелкочешуйчатый молибденит обычно наблюдается в прожилках кварца, иногда образует примазки по трещинам в измененных породах совместно с гематитом и пиритом. Содержания молибдена составляют до 0,01–0,04 %. Площади развития измененных пород характеризуются наличием контрастных геохимических потоков рассеяния молибдена (до 0,003 %), вольфрама (до 0,003 %), свинца (до 0,01 %), серебра (до 0,5 г/т) и шлиховыми ореолами рассеяния базовисмутита, галенита и молибденита. В пределах узла прогнозируется оруденение молибден-порфировой формации. Прогнозные ресурсы по категории P₃ составляют: молибден — 55 тыс. т, золото — 9 т, серебро — 480 т [156, 211].

Усмунский золото-молибденоворудный узел потенциальный (4.1.7 Mo, Au)

Расположен в бассейне среднего течения р. Мультуга. В пределах РУ среди Мультугинского массива гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса наблюдается крупный изометричной формы ксенолит ранне-

архейских метаморфитов. С системой восточно-северо-восточных разломов связаны пояса даек сэгангринского комплекса. В западной части узла на водоразделе рек Силян и Утугай выявлено проявление молибдена Силян (I-2-85), приуроченное к штоку риолитов сэгангринского комплекса площадью около 3 км² [167]. Риолиты аргиллизированы, пиритизированы. В центральной части штока на площади 0,55 км² выявлен молибден-кварцевый штокверк с содержаниями молибдена — 0,05 %, свинца — до 0,05 % (редко до 0,1 %), серебра — 0,1–3 г/т (редко до 100 г/т). Рудные минералы — пирит, молибденит, халькопирит, вульфенит, галенит, повеллит, англезит, церуссит. Среднее содержание молибдена в пределах штокверка составляет 0,01 %. На проявлении прогнозируется среднее месторождение молибден-порфировой формации. Прогнозные ресурсы узла составляют: по категории P₂ молибден — 137 тыс. т; по категории P₃ золото — 40 т [187, 211].

Токско-Алгаминский серебро-молибденово-золоторудный район потенциальный (4.2 Au, Mo, Ag)

Район расположен в бассейнах рек Нуям, Алгама и Ток на восточном фланге Северо-Становой МЗ. В пределах рудного района выделены Чакатай-Бадисский золото-молибденоворудный и Верхнетокский серебро-золоторудный потенциальные узлы.

Чакатай-Бадисский золото-молибденоворудный узел потенциальный (4.2.1 Mo, Au)

Чакатай-Бадисский РУ находится в бассейнах рек Нуям и Алгама. Приурочен к зоне Северо-Станового глубинного разлома, включающего зоны милонитизации и диафтореза. В тектонических клиньях отмечаются позднелюрские и раннемеловые осадочные и вулканогенно-осадочные отложения. Молибденовое оруденение штокверкового типа молибден-порфировой формации (проявления Бадис, Дывок, Чопо, Таранах) приурочено к штокам гранодиорит-порфиров джелиндаканского комплекса. Содержание молибдена достигает 0,1 % (в среднем 0,05 %), меди — до 0,3 % (в среднем 0,06 %), золота — до 6 г/т, иногда до 35 г/т (проявление Дывок). С зонами милонитизации и диафтореза связаны проявления и пункты минерализации золоторудной малосульфидной формации, иногда с молибденом [194]. Всего на площади узла выявлены четыре проявления, четыре пункта минерализации и четыре литогеохимических ореола рассеяния молибдена; два проявления, два пункта минерализации, три шлиховых ореола и одна россыпь золота; одно проявление (Чакатай-Тарнахское) мусковитоносных пегматитов. Прогнозные ресурсы узла по категории P₂ составляют: медь — 60 тыс. т; молибден — 270 тыс. т [167].

Верхнетокский серебро-золоторудный узел потенциальный (4.2.2 Au, Ag)

Узел расположен южнее зоны Станового разлома в верховьях р. Ток в пределах Токско-Алгаминского массива одноименного комплекса ран-

него архея. В узле также наблюдаются кристаллосланцы и гнейсы с прослоями мраморов зейской серии. В западной части встречаются гранитоиды древнестанового комплекса. Развиты дайки гранит-, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиров. Вдоль зон разломов проявлены рассланцевание, зеленосланцевый диафторез и метасоматические изменения (хлоритизация, окварцевание, сульфидизация). В пределах узла известны одно Сардаракское проявление, восемь пунктов минерализации и семь россыпей золота, два пункта минерализации молибдена. Установлены шлиховые и литогеохимические ореолы рассеяния молибдена, свинца, цинка, золота и серебра.

Геологическое строение узла позволяет прогнозировать золотое оруденение двух формаций: золоторудной полиметаллической (проявление Сардаракское) в связи с дайками и малыми интрузиями раннего мела и золоторудной малосульфидной формации в связи с золотоносными диафторитами (швы малой мощности) и кварцевыми жилами небольшой протяженности и мощности с содержанием золота до 10 г/т и серебра — до 100 г/т. Молибденовая минерализация приурочена к субширотным зонам катаклаза с содержанием молибдена до 0,03 %. Прогнозные ресурсы рудного узла по категории P_3 составляют: золота — 54 т, серебра — 216 т, свинца и цинка — 420 тыс. т [157, 211]. Прогнозные ресурсы россыпного золота по категории P_1 — 0,654 т [243].

Оконовский серебро-молибденово-золоторудный узел потенциальный (4.0.1 Au, Mo, Ag)

Узел находится в истоках р. Зея в бассейнах рек Оконов, Луча и Мал. Мутюки, в зоне Станового разлома. Узел сложен позднеархейскими метаморфитами туксанийской серии, прорванной гранитоидами тындинско-бакаранского комплекса поздней юры—раннего мела. В пределах узла выявлены три проявления золота, проявление молибдена, шлиховой ореол молибденита, пункты минерализации меди и урана. На проявлении золота Водопадное (I-5-35) в кварц-сульфидных жилах среди золотоносных диафторитов содержание золота достигает 3,5 г/т. На правом берегу р. Сивактыляк в скарнированных карбонатных горизонтах туксанийской серии находится одноименное проявление (I-5-36) с золото-серебро-полиметаллической минерализацией. В гидротермалитах содержатся: золото — до 10 г/т, серебро — 200 г/т, свинец, медь — 0,5–1 %, цинк — 0,05 %, молибден — 0,08 %, мышьяк — 0,04 %. Прогнозные ресурсы рудного узла по категории P_2 составляют: золото — 13 т, серебро — 260 т; по категории P_3 : золото — 11 т, серебро — 153 т, молибден — 22 тыс. т, свинец и цинк — 540 тыс. т [15, 211].

Купури-Майский серебро-молибденово-золоторудный узел (4.0.2 Au, Mo, Ag)

Узел находится в восточной части Северо-Становой МЗ в истоках рек Купури и Сологу-Чайдах. Площадь узла сложена образованиями тук-

санийской серии с большим количеством мелких тел ультрабазитов идиомо-тырканского комплекса и гранитов нюкелинского и идиомского комплексов. Меловой магматизм представлен вулканитами бомнакского ВК и гранитоидами ираканского комплекса. Отмечается серия сближенных разломов северо-западного простирания, сопровождающихся диафторезом зеленосланцевой фации. В пределах рудного узла расположены месторождение золота Колчеданный Утес (II-6-15), два проявления и четыре пункта минерализации золота золоторудной полиметаллической формации, три проявления и семь пунктов минерализации молибдена апогранитовой и молибден-порфировой формаций, два проявления и пункт минерализации свинца и цинка скарновой формации.

Месторождение Колчеданный Утес представлено пологозалегающими пирит-кварцевыми жильнообразными телами мощностью 0,7–15,0 м, протяженностью 10–100 м. Содержание золота в рудах – от 5 до 15 г/т, редко – до 252,5 г/т, серебра – до 100 г/т, меди – более 1 %, цинка – до 0,02 %, висмута – до 0,03 %. Запасы золота по категории C_2 – 0,59 т, прогнозные ресурсы по категории P_1 – 7 т, по категории P_2 – 28 т, по категории P_3 – 13 т.

Свинцово-цинковые проявления Молодежное (II-6-20) и Сфалеритовое (I-6-4) приурочены к скарнированным карбонатным горизонтам туксанийской серии. Гранат-эпидотовые скарны со сфалеритом, галенитом, пиритом, халькопиритом и магнетитом мощностью до 1,0–4,5 м и протяженностью до 100–300 м содержат: свинец – до 1,56–3,85 %, цинк – до 3,3–5,5 %, медь – до 0,3 %, молибден – до 0,5 %, золото – до 1–20 г/т, серебро – до 60–100 г/т (единичные пробы до 3 кг). На проявлении Молодежное прогнозные ресурсы по категории P_2 составляют: золото – 3 т, серебро – 78 т; по категории P_3 : золото – 15 т, серебро – 390 т, цинк – 80 тыс. т, свинец – 30 тыс. т.

Молибденовое оруденение наблюдается в северной части рудного узла в субширотной полосе длиной около 30 км, хорошо выделяющейся также по потокам рассеяния, вторичным и первичным ореолам рассеяния молибдена, меди, серебра, висмута и вольфрама. Здесь наблюдаются многочисленные мелкие штокообразные тела субвулканических риолитов и субщелочных лейкогранитов. Прогнозные ресурсы рудного узла по категории P_1 составляют: золото – 9,5 т; по категории P_2 : золото – 45 т, серебро – 109 т, молибден – 144 тыс. т, свинец – 14 тыс. т, цинк – 66 тыс. т; по категории P_3 : золото – 167 т, серебро – 2280 т.

Унинский ураново-молибденоворудный узел потенциальный (4.0.3 Мо, U)

Узел охватывает площадь бассейнов рек Джагарма, Унин и Пакчи и расположен в юго-восточной части Окононского массива гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса, прорывающих раннеархейские образования зейской серии и гранитоиды древнестанового комплекса. В пределах узла выявлены два проявления урана (Унин, Пакчи), проявление, пункт минерализации, два шлиховых два литохимических ореола молибдена, которые пространственно связаны с субщелочными гранитами ираканского комплекса.

Проявление молибдена Джагарма расположено в истоках одноименной реки. В зонах катаклаза северо-восточного простириания среди субщелочных лейкогранитов ираканского комплекса наблюдаются зоны тонкопрожилкового окварцевания с вкрапленностью молибденита. Содержание молибдена в гранитах с прожилками кварца до 0,03–0,05 %, а в кварце – 0,1–0,3 %. На левом борту долины р. Зея в скарнированных мраморах раннего архея отмечена гнездовая вкрапленность молибденита. Содержания (%) молибдена – от 0,02 до 0,1, меди – до 0,04, свинца – до 0,03, цинка – до 0,06 [173].

Проявления урана, приуроченные к зонам трещиноватости и дробления в гранитах ираканского комплекса, расположены в зоне Станового глубинного разлома. На проявлении Пакчи наибольшая концентрация урана выявлена в гнездообразном рудном теле, в узле сочленения северо-восточного и субмеридионального разломов. Вмещающие границы катаклазированы, урановая минерализация выполняет «сухие» трещины в породах. Параметры оруденения 0,755 % на мощность 4,8 м, в том числе 7,56 % на 0,37 м и 1,49 % на 0,33 м. Элементы-спутники урана: золото – до 0,4 %, свинец – до 0,3 %. Возраст оруденения по изотопно-свинцовым данным составляет 100–150 млн лет [163]. Прогнозные ресурсы рудного узла по категории P_3 составляют: золото – 13 т, молибден – 32 тыс. т, цинк – 310 тыс. т, медь – 40 тыс. т [157, 211].

Южно-Становая молибденово-серебро-золоторудная минерагеническая зона (5 Au, Ag, Mo/Mz)

Зона связана с мезозойской тектоно-магматической активизацией и приурочена к вулcano-тектоническим структурам, которые сложены вулканитами бомнакского комплекса и выходом интрузий ираканского комплекса (Бомнакский ареал Становой ВПЗ). Минерагеническая зона имеет близширотную ориентировку и протягивается от верхнего течения р. Купури на востоке до западной границы площади. С запада на восток в составе зоны выделяются: Верхнеджелтулинский, Унахинский, Мульмугинский потенциальные РУ, Сугджарский РР и Кинляндякский потенциальный РУ.

Верхнеджелтулинский молибденово-серебро-золоторудный узел потенциальный (5.0.1 Au, Ag, Mo)

На территории находится восточная часть рудного узла. Его площадь сложена гнейсами и кристаллосланцами раннего и позднего архея. Вдоль разлома восточно-северо-восточного простириания в бассейне р. Дялтула наблюдаются мелкие выходы раннемеловых молассоидных отложений амагаласской свиты и вулканитов бомнакской свиты. Пункт минерализации молибдена приурочен к березитам, развитым вдоль этого разлома. В разломах запад-северо-западного направления наблюдаются зеленосланцевые диафориты. В рудном узле известно шесть мелких россыпей золота, в которых добыто более 500 кг металла. Золото в

россыпях слабоокатанное, пробность 931. Прогнозные ресурсы россыпного золота по категории P_1 — 0,776 т, P_2 — 1,064 т [243]; коренного золота по категории P_2 — 14 т [211].

Унахинский молибденово-серебро-золоторудный узел потенциальный (5.0.2 Au, Ag, Mo)

Узел сложен докембрийскими метаморфитами и многочисленными мелкими интрузиями габбро-перидотитовой формации. В северо-восточной его части наблюдается Унахинский глубинный разлом. Отдельными элементами геологическое строение и металлогения площади напоминает Джелтулакскую МЗ. В Унахинском рудном узле более широко развиты вулканиты бомнакского вулканического комплекса и мелкие тела гранитоидов ираканского комплекса. В пределах рудного узла выявлено три проявления, пункт минерализации и россыпи золота, проявление и три пункта минерализации молибдена.

Золотоносность рудного узла связана с двумя эпохами: раннепротерозойской и мезозойской. Оруденение раннепротерозойского возраста представлено диафоритовой формацией (проявления Татьяна, Безымянное) — маломощные и непротяженные малосульфидные кварцевые жилы, крайне неравномерное содержание золота. Золото крупное и высокопробное. Мезозойское оруденение представлено Иличинским проявлением в раннемеловых вулканитах. На проявлении Безымянное выявлены четыре зоны диафоритов мощностью 3–15 м, протяженностью до 130 м. Содержание золота составляет до 58 г/т, серебра — до 1 кг/т, свинца — до 0,8 %, меди — 0,05–1 %, молибдена — до 0,03 %. На проявлении Татьяна минерализация связана с кварцевыми жилами мощностью 1,5 м с содержанием золота и серебра до 20 г/т и меди — до 0,1 %.

Рудопроявление Иличи также расположено в зоне Унахинского разлома. В поле сульфидизированных и окварцованных пропилитов расположена золотоносная зона северо-западного простирания шириной 80 м и протяженностью около 10 км, в пределах которой зафиксировано до 10 кварцевых жил (с кальцитом и баритом) с содержанием золота 3–7 г/т (среднее 5 г/т). Пробность золота 606.

Прогнозные ресурсы Унахинского РУ по категории P_1 составляют: золото — 7 т; по категории P_2 : золото — 10 т, молибден — 15 тыс. т; по категории P_3 : золото — 60 т [211]. Прогнозные ресурсы россыпного золота составляют: по категории P_1 — 1,244 т, P_2 — 1,064 т [243].

Мульмугинский молибденово-серебро-золоторудный узел потенциальный (5.0.3 Au, Ag, Mo)

Расположен в бассейне р. Мульмуга и сложен докембрийскими метаморфитами, прорванными интрузиями тындинско-бакаранского комплекса и малыми телами ираканского комплекса. В южной и центральной части рудного узла наблюдаются фрагменты раннемеловых вулканоструктур, сложенных вулканитами бомнакского комплекса. В пределах

узла выявлены три проявления и три пункта минерализации золота и серебра, проявление и два пункта минерализации молибдена, пункт минерализации свинца. Наиболее перспективным является золото-серебряное проявление Мультуга. В центральной части выделяются серицит-кварцевые метасоматиты протяженностью до 850 м и мощностью 2 м, которые сопровождаются тонкопрожилковым окварцеванием. Содержание золота составляет до 1 г/т, серебра — до 677 г/т. Пробность золота 588. Прогнозные ресурсы рудного узла по категории P_2 составили: золото — 5 т, серебро — 50 т, молибден — 8 тыс. т; по категории P_3 : золото — 50 т, серебро — 150 т, молибден — 65 тыс. т [211].

Сугджарский молибденово-серебро-золоторудный район потенциальный (5.1 Au, Ag, Mo)

Район находится севернее Верхнезейской впадины в бассейнах правых притоков р. Зея (реки Сугджар, Гарган, Ток, Сиваки и др.). Он сложен разнообразными по составу и возрасту породами. Самые древние представлены раннеархейскими метаморфитами и многочисленными мелкими телами габброидов хорогочинского и лучинского комплексов. В шовной зоне Сугджарского разлома отмечаются раннепротерозойские образования сугджарской серии и гранитоиды тукурингского комплекса. Мезозойские магматические образования представлены гранодиоритами тындинско-бакаранского комплекса, вулканитами бомнакского ВК, преимущественно кислого состава, слагающими крупные вулcano-тектонические структуры (Бомнакскую, Сиваканскую и др.), а также интрузиями, малыми телами и дайками ираканского комплекса. Золотое оруденение связано с двумя минерагеническими эпохами: раннепротерозойской (золотоносные диафториты) и мезозойской (золото-серебряная и молибденовая грейзеновая формации). Проявления золота многочисленны, но в основном это пункты минерализации.

Добыча золота из россыпей началась в 1893 г. и продолжается с перерывами до настоящего времени. Всего в районе добыто 21,6 т металла. Запасы россыпного золота по категории C_1 составляют 3,4 т, среднее содержание на массу — 195 мг/м³ [265]. Прогнозные ресурсы россыпного золота составляют: по категории P_1 — 5,041 т, P_2 — 0,589 т [243]. В составе рудного района выделяются Бомнакский, Улягирский и Бомнак-Улягирский потенциальные рудные узлы.

Бомнакский серебро-золоторудный узел потенциальный (5.1.1 Au, Ag)

Узел находится в северо-западной части Сугджарского РР. В нем выявлены три проявления (Приискковое, Бомнакское, Салакит) и пункт минерализации золота золото-серебряной формации, пять россыпей золота, металлометрический ореол молибдена.

Проявление Приискковое представлено зоной брекчированных, сульфидизированных пород с прожилковым окварцеванием северо-западного направления протяженностью 600 м, шириной от 13 до 23 м. В кварце

установлено золото — от 0,1 до 3,4 г/т, серебро — до 70 г/т, молибден — до 0,03 %, свинец — до 0,8 %, цинк — до 2 %. Прогнозные ресурсы рудного узла по категории P_3 составляют: золото — 50 т, серебро — 250 т, молибден — 1 тыс. т, свинец и цинк — 230 тыс. т [211].

Улягирский серебро-золоторудный узел потенциальный (5.1.2 Au, Ag)

Узел расположен в бассейне одноименной реки в северо-восточной части Сугджарского РР. В узле выявлено две россыпи золота, металлометрический ореол свинца, который совмещен с выходами вулканитов бомнакского ВК. Прогнозные ресурсы золота по категории P_3 — 20 т [211].

Бомнак-Улягирский молибденово-серебро-золоторудный узел потенциальный (5.1.3 Au, Ag, Mo)

Узел вытянут в северо-восточном направлении от северного берега Зейского водохранилища до бассейна р. Бол. Иракан. В рудном узле выявлены четыре золото-серебряных проявления (Сугджарское, Гарганское, Владимировское, Звездное) и пять пунктов минерализации золота, четыре проявления и два металлометрических ореола молибдена, два пункта минерализации платины, 22 россыпи золота. Золото-серебряное оруденение проявлено в брекчированных, серицитизированных, аргиллизированных, сульфидизированных породах, сцементированных низкотемпературным кварцем. На проявлении Владимировское вскрыто рудное тело мощностью 7,5 м и протяженностью первые сотни метров с содержанием золота от 1,3 до 8,6 г/т, серебра — до 100 г/т, меди — до 0,5 %, свинца — до 0,1 %. Распределение золота и серебра крайне неравномерное. Содержание золота в диафоритах достигает 10 г/т (проявление Гарганское) [145]. Максимальные содержания рудных компонентов в проявлениях молибдена следующие: молибден — до 0,2 %, серебро — до 30 г/т, вольфрам — до 0,06 %, медь — до 0,08 % [121]. Прогнозные ресурсы рудного узла по категории P_2 составляют: золото — 118 т, серебро — 670 т, молибден — 26 тыс. т, вольфрам — 8 тыс. т; по категории P_3 : золото — 70 т, серебро — 160 т.

Кинляндякский серебро-золоторудный узел потенциальный (5.0.4 Au)

Расположен в восточной части Южно-Становой МЗ в бассейне верхнего течения р. Купури и сложен раннеархейскими метаморфитами купуринской серии, габброидами лучинского комплекса и гранитоидами токско-алгаминского и древнестанового комплексов. Северная граница рудного узла ограничена Зейским глубинным разломом, к которому приурочены гранитоиды таксакандинского комплекса. Мезозойские образования представлены магматитами тындинско-бакаранского комплекса. В рудном узле выявлены россыпь и 18 россыпепроявлений золота.

Прогнозные ресурсы россыпного золота составляют: по категории P_1 — 1,657 т, P_2 — 108 т [243].

Сивакано-Чогарская титаново-железорудная минерагеническая зона (6 Fe, Ti/AR)

Зона расположена в юго-восточной части Становой провинции. Она контролируется выходами на дневную поверхность раннеархейских магматических образований. В пределах зоны выделено три потенциальных рудных района — Сиваканский, Чогарский и Чогаро-Удыхинский.

Сиваканский железорудный район потенциальный (6.1 Fe)

Район располагается в верхнем течении р. Зея в бассейнах рек Сугд-жар, Ток, Сивакан и Купури. В его пределах известны два проявления железа, которые относятся к метаморфогенной (скарноидной) магнетитовой формации и приурочены к телам габброидов хорогочинского комплекса. Рудные тела линзообразной формы длиной 150–500 м и мощностью до 40–250 м. Руды амфибол-кварц-магнетитового состава с содержанием железа в среднем 36,17 %. С раннеархейскими метаморфическими породами токсской и купуринской серий связаны пункты минерализации железа формации железистых кварцитов. В железистых кварцитах мощностью 1–3 м, протяженностью 200–300 м содержание железа составляет от 13,7 до 40,86 %. Прогнозные ресурсы рудного района по категории P_1 — 120 млн т; P_2 — 100 млн т; P_3 — 1160 млн т [207, 211].

Чогарский апатито-титаново-железорудный район потенциальный (6.2 Fe, Ti, ap)

Рудный район находится на востоке площади листа на левобережье р. Уда. Комплексная минерализация связана с габброанортозитами майско-джанинского комплекса и представлена, в основном, раннемагматическим типом. На площади района месторождения отсутствуют. Здесь расположено 10 проявлений апатит-ильменит-титаномagnetитовых руд. Средние содержания (%) колеблются: TiO_2 — 2–9, P_2O_5 — 2–5, V — 0,01–0,2. Минерагенический потенциал на площади листа не определен.

Чогаро-Удыхинский молибденово-серебро-золоторудный район потенциальный (6.3 Au, Ag, Mo)

Рудный район находится у восточной границы листа, практически совпадая с площадью Чогарского блока. Площадь района сложена архейскими метаморфическими породами кристаллического фундамента, нижнемеловыми вулканитами бомнакского комплекса, терригенными породами боконской свиты и прорывающими их раннемеловыми грани-

тоидами 2-й фазы удского комплекса. В пределах района находятся два золоторудных проявления и большое количество шлиховых ореолов золота. Минерализация связана с кварцевыми жилами, содержащими пирит и халькопирит, и относится к золото-кварцевой формации. Содержание золота колеблется от сотых долей г/т до 1–2 г/т. Благоприятным минерагеническим фактором для прогноза рудного золота является широкое развитие на площади шлиховых ореолов золота и наличие гранодиоритов 2-й фазы удского комплекса, представляющих собой металло-текст на золоторудную минерализацию. Прогнозные ресурсы рудного золота оценены по состоянию на январь 2003 г. в размере 50 т (P₃).

Верхнеаргинский серебро-молибденово-меднорудный узел потенциальный (6.0.1 Cu, Mo, Ag)

В строении Верхнеаргинского РУ принимают участие токсско-алгаминский комплекс кварцевых диоритов и образования купуринской серии раннего архея, которые перекрыты туфами среднего и кислого состава и прорываются субвулканическими, интрузивными телами и дайками бомнакского и ираканского комплексов раннего мела. Среди метасоматических образований наиболее широко развиты вторичные кварциты, аргиллизиты, окварцованные породы. В протолочках гидротермалитов обнаружен молибденит, галенит, сфалерит, золото, самородное серебро. Пробность золота в россыпях колеблется от 757 (р. Колбачи) до 980 (руч. Заметный), что указывает на многостадийность его формирования. Узел расположен в западной части Верхнеаргинской структуры центрального типа. В пределах зон катаклаза и рассланцевания породы аргиллизированы, метасоматически окварцованы и сопровождаются вторичными ореолами рассеяния серебра (до 9 г/т), цинка (до 0,1 %), молибдена (до 0,1 %), свинца (до 0,5 %). Данные ореолы не заверены, а штупное опробование проведено за их пределами, где установлены повышенные содержания меди (до 0,015 %), молибдена (до 0,05 %), золота (до 0,1 г/т), серебра (до 300 г/т), цинка (до 0,05 %), свинца (до 0,1 %), мышьяка (до 0,7 %) [4]. Площадь участка авторы считают высокоперспективной и рекомендуют для проведения поисковых работ на обнаружение золота, серебра, молибдена, меди и других полезных ископаемых. На площади Верхнеаргинского узла прогнозируется комплексное медно-молибден(с золотом)-порфиоровое месторождение с ресурсами (по категории P₃) меди – 2000 тыс. т, Mo – 116 т, Ag – 1450 т.

Джелтулакская платино-никелево-молибденово-золоторудная минерагеническая зона (7 Au, Mo, Ni, Pt/AR–PR, MZ)

На территории представлена юго-восточная часть минерагенической зоны. Она расположена в бассейне рек Гилой и Иликан в южной части Дамбукинского блока, сложенного архейскими метаморфитами, прорванными архейскими интрузиями габбро-перидотитовой формации, позднеархейскими и раннепротерозойскими гранитоидами. В восточной части

зоны отмечаются две вулcano-тектонические постройки раннемелового возраста. В Желтулакской МЗ выделяется Дамбукинский РР.

Дамбукинский платино-никелево-молибденово-золоторудный район (7.1 Au, Mo, Ni, Pt)

Дамбукинский РР с конца XIX в. известен своей уникальной россыпной золотоносностью. За более чем 130-летнюю историю добыто около 100 т «учтенного» золота. Здесь известно до 170 россыпей широкого возрастного диапазона (от миоцена до современных), крупнейшие из них имеют длину до 25 км и ширину до 500 м, но большинство не превышает в длину 1–2 км при ширине 100 м. Мощность песков 0,3–2,1 м, торфов – 3,0–5,0 м, иногда до 11 м. Глубина залегания золотоносного пласта в глубокозалегающих россыпях достигает 40 м (Яснополянская россыпь). Содержание золота в песках 214,0–368,0 мг/м³. В крупнейших россыпях добыто более 10 т металла: р. Джалон (III-1-50) – 19 т, р. Джуваскит (III-1-36) – 12,7 т, р. Джалта (III-2-32) – 11,5 т. Запасы золота по категории С₁ – 33,4 т [265]. Прогнозные ресурсы по категории Р₁ – 31,431 т, Р₂ – 9,956 т, Р₃ – 37,904 т [243].

Высокие перспективы россыпной золотоносности Дамбукинского РР связаны с возможностью рентабельной отработки техногенных россыпей, с вновь открываемыми мелкими россыпями, а также с глубокозалегающими древними крупнообъемными россыпями – Ясная Поляна, Пичугинская Гора, Журбанский Увал. Высокая продуктивность россыпей золота предполагала выявление масштабных коренных источников. Но пока все попытки не привели к успеху, хотя территория рассматривается как высокоперспективная на коренное золото. Наиболее продуктивной считается раннепротерозойская эпоха, с которой связано золотое оруденение диафоритовой формации. В диафоритах развиты кварц-полевошпатовые, кварц-карбонатные с сульфидами жилы и линзы, являющиеся золотоносными. В геохимических полях Дамбукинский РР выделяется моно- и полиэлементными ореолами меди, никеля и кобальта в контурах первой градации. Второй уровень концентрации сидерофильных элементов связан с участками наиболее интенсивного проявления тектоно-метасоматической деятельности. Характерно широкое развитие расланцевания, милонитизации вдоль разломов. Здесь выделяется Гилюйская геохимическая потенциальная медно-никеленосная (с платиноидами) зона западно-северо-западного простирания протяженностью 160 км при ширине от 5 до 10 км. Ресурсы Гилюйской зоны сосредоточены в восьми пространственно сближенных прогнозируемых мелких–средних месторождениях медно-никелевой специализации, суммарные ресурсы которых по категории Р₃ составляют (тыс. т): Ni – 505, Cu – 144, Co – 72.

Рудная природа выделенных объектов подтверждается результатами исследований АмурКНИИ [268, 269]. В обломках массивных сульфидных руд в междуречье Джалта–Ульдегит содержатся Ni – до 6,55 %, Cu – до 4,5 %, Co – до 0,25 %, платиноиды – от 1 до 20 г/т (Джалта–Уганский РУ). Здесь же оконтурены ареалы распространения сульфидов в элюви-

ально-делювиальных отложениях. В. А. Степанов полагает, что здесь возможно выявление медно-никелевого месторождения, аналогичного Кингашскому в Восточных Саянах. С учетом результатов поисковых работ по Моготскому объекту [269] представляется рациональным проведение прогнозно-поисковых работ масштаба 1 : 50 000 в пределах участков развития медно-никелевого оруденения, а также поисковых работ — в контурах, выделенных В. А. Степановым, ареалов распространения сульфидных минералов в рыхлых элювиально-делювиальных отложениях (на водоразделе ручьев Радостный и Верх. Камрай). В пределах Дамбукинского РР выделяются Джалта-Уганский, Золотогорско-Успенковский и Снежногорский РУ.

Джалта-Уганский платино-никелево-молибденово-золоторудный узел потенциальный (7.1.1 Au, Mo, Ni, Pt)

Узел расположен в центральной и юго-восточной частях Дамбукинского РР. Он сложен архейскими метаморфическими образованиями, прорванными гранитоидами позднеархейского и раннепротерозойского возраста, мезозойский магматизм здесь практически не проявлен. Кроме многочисленных россыпей золота, в узле отмечаются три проявления (Ямчуковское, Таежное, Сергеевское) и два пункта минерализации золота, три проявления урана, проявления никеля, титана, молибдена, графита. В пределах Вангинской вулканической постройки выявлено Вангинское месторождение цеолитов. Прогнозные ресурсы золота по категории P_2 на проявлениях не превышают 6,46 т (Ямчуковское). Золотоносные образования узла представлены зеленосланцевыми диафторитами, особенно широко развитыми по северной и юго-западной его границам. В остальной части диафториты фиксируются в виде маломощных (5–15 м) швов. С ними в большинстве случаев ассоциируются сложные по составу кремнещелочные и магнезиальные метасоматиты с урановой, редкоземельной и титан-железорудной минерализацией. В результате такой совмещенности иногда метасоматиты приобретают несвойственную им золотую минерализацию. Прогнозные ресурсы РУ по категории P_1 составляют: медь — 40,5 тыс. т, молибден — 10 тыс. т, железо — 1,5 млн т, титан — 1,31 млн т, цеолиты — 6000 тыс. т; по категории P_2 : золото — 11 т, медь — 52,7 тыс. т, молибден — 80 тыс. т, железо — 3,5 млн т, титан — 3 млн т, графит — 17,3 млн т; по категории P_3 : золото — 100 т, платина — 37 т, медь — 91 тыс. т, никель — 374 тыс. т, молибден — 25 тыс. т, цеолиты — 44 000 тыс. т [211].

Золотогорско-Успенковский никелево-железо-золоторудный узел (7.1.2 Au, Fe, Ni)

Рудный узел протягивается севернее Джелтулакского разлома от бассейна р. Уган до западной границы листа. Геологическая ситуация аналогична вышеописанной в Джалта-Уганском РУ. В узле известно два мелких коренных месторождения золота (Золотая Гора, Успеновское),

два проявления и пункт минерализации золота, месторождение (Золотогорское) и проявление железа в железистых кварцитах, пункт минерализации кианита. Золотоносные диафториты приурочены к зонам разломов северо-западного простирания, иногда надвигового типа. Месторождение Золотая Гора расположено в зоне зеленосланцевых диафторитов и диафторированных метаморфитов с серией кварцевых, кварц-сульфидных жил. Содержание золота колеблется от 1 до 50 г/т, в окисленных рудах — до 10,4 кг/т, иногда — до 60 кг/т. В 1917–1923 гг. добыто 1638 кг металла при среднем содержании 200 г/т.

В пределах Золотогорского рудного поля находятся два проявления золота. На проявлении Иннокентьевское вскрыта кварцевая жила мощностью 3–5 м, протяженностью до 300 м. Среднее содержание золота — 21,6 г/т. На проявлении Аляска мощность золотоносной зоны дробления, рассланцевания и диафтореза с кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами — 40 м. Содержания золота — от 3 до 30 г/т. Отрабатывалось старателями [211]. Прогнозные ресурсы золота Золотогорского рудного поля составляют: по категории P_1 — 13 т, P_2 — 10 т, P_3 — 20 т.

Аналогичная геологическая ситуация характерна для Успенковского месторождения. Содержание золота в кварце достигало 70 г/т, по данным старателей — до 8,8 кг/т. Во вмещающих диафторитах — до 800 г/т [145]. С 1917 по 1931 г. добыто около 1 т металла. Прогнозные ресурсы золота по категории P_1 — 3 т, P_3 — 15 т [211].

Прогнозные ресурсы рудного узла по категории P_1 составляют: золото — 16 т; по категории P_2 : золото — 10 т, железо — 31,9 млн.т; по категории P_3 : золото — 35 т, медь — 53 тыс. т, никель — 131 тыс. т, кобальт — 26 тыс. т, платина — 13 т, кианит — 432 млн т.

Снежногорский золоторудный узел потенциальный (7.1.3 Au)

Расположен на восточном побережье Зейского водохранилища. Древняя россыпь Журбанского Увала разрабатывалась в бортах многих современных долин (10 россыпей) на глубину до 11 м. Добыто 929 кг металла. Содержание золота на пласт мощностью 0,7–0,8 м колебалось от 1,5 до 12 г/м³. Предположительно золотоносные отложения протягиваются на 15 км от долины р. Журбан до р. Мал. Пальпага. Запасы россыпного золота по категории C_1 — 4136 кг. Прогнозные ресурсы по категории P_1 — 8,4 т, из них 7,6 т в глубокозалегающих россыпях [265].

Верхнезейский буроугольный район (0.3 УБ/Р–N)

Район расположен в одноименной впадине в бассейне верхнего течения р. Зeya и ее левых притоков. В его пределах вскрыто скважинами 14 проявлений бурого угля в отложениях тымнинской серии. Редкая сеть скважин и невыдержанность разреза не позволяют достоверно коррелировать пласты по всей площади. Прогнозные ресурсы бурого угля Верхнезейского района по категории P_2 — 150 млн т, по категории P_3 — 16 343 млн т. Из них пригодно к отработке открытым способом, соответственно, 100 и 847 млн т [123].

АМУРО-ОХОТСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Амуро-Охотская МП в целом пространственно совпадает с Амуро-Охотской складчатой системой. Золотое оруденение провинции имеет полихронный характер. Формирование золоторудных объектов происходило, очевидно, в результате неоднократно проявленных процессов коллизии между структурами Сибирской платформы и Буреинского массива, различных тектонических деформаций геосинклинальных комплексов, сопровождавшихся метаморфогенно-гидротермальными рудообразующими процессами. Основным сходством золоторудных объектов провинции является их приуроченность к антиклинальным, зачастую брахиформным, структурам и к узлам пересечения разломов различного направления. На многих объектах выражена экранирующая роль в локализации оруденения надвигов, горизонтов углеродистых алевропелитовых и зеленокаменных пород, претерпевших метаморфизм зеленосланцевой фации. Рудные тела преимущественно представлены кварцевыми жилами, иногда отмечаются метасоматические кварциты. Руды в основном малосульфидные, принадлежат к золото-кварцевой рудной формации. В пределах провинции выделяются две эпохи рудообразования: палеозойская и мезозойская.

Палеозойская минерагеническая эпоха по времени совпала с заложением и ранним этапом развития Амуро-Охотской рифтогенно-геосинклинальной складчатой системы.

Карбонатно-терригенные образования Амуро-Охотской МП специализированы на вулканогенно-осадочное серноколчеданное, в меньшей мере медноколчеданное оруденение (Янкано-Джагдинская медно-золото-ртутная МЗ). Золотоносными являются стратиформные колчеданные залежи Янкано-Джагдинской структурно-формационной зоны [272]. Золото содержится как в пирите в виде изоморфной примеси, так и в самородном состоянии.

Мезозойская эпоха рудообразования в Амуро-Охотской провинции является наиболее продуктивной. Она характеризуется большим разнообразием геотектонических и геодинамических процессов, чем объясняется наличие различных золоторудных формаций. В этот период была сформирована основная часть золотого оруденения метаморфогенно-гидротермального генезиса. Достаточно широко здесь распространены дайки среднего состава, оказавшие влияние на перераспределение золота в рудных телах. Рудные тела представлены кварцевыми жилами. Руды, как правило, малосульфидные. Объекты относятся к золото-кварцевой и черносланцевой рудным формациям.

В пределах Амуро-Охотской минерагенической провинции выделяются Янкано-Джагдинская медно-золото-ртутная и Селемджино-Кербинская золоторудная минерагенические зоны.

Янкано-Джагдинская медно-золото-ртутная минерагеническая зона (8 Hg, Au, Cu/Pz, Mz)

Минерагеническая зона на территории листа занимает практически всю площадь Амуро-Охотской СС. В ее пределах выделяются Долбырь-

Тунгалинский медно-золото-ртутный РР потенциальный, Унья-Бомский золоторудный узел потенциальный, Ланский ртутный рудный узел и Инняхский ртутно-золоторудный узел потенциальный. Прогнозные ресурсы россыпного золота в пределах зоны составляют: по категории P_1 — 6,309 т; P_2 — 9,559 т; P_3 — 25,777 т [243].

Долбырь-Тунгалинский медно-золото-ртутный рудный район потенциальный (8.1 Hg, Au, Cu)

Рудный район находится в междуречье Тунгала и Тукси в южной части Долбырь-Тунгалинской СФП Янкано-Джагдинской СФЗ в зоне Южно-Тукурингского разлома. Он сложен среднепалеозойскими вулканогенно-осадочными образованиями тунгалинской, дугдинской и туксинской толщ, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. На юге отмечаются небольшие тектонические отторженцы магматитов пиканского комплекса ранней перми. Породы разбиты многочисленными крутопадающими разломами преимущественно близширотного простирания.

В пределах рудного района выделяются Гармаканский, Долбырьский и Тунгала-Туксинский РУ потенциальные.

Гармаканский золото-меднорудный узел потенциальный (8.1.1 Cu, Au)

Расположен в западной части Долбырь-Тунгалинского РР в бассейне одноименной реки. В рудном узле расположено проявление меди (Корячинское) и проявление никеля. Проявление Корячинское (IV-2-14) приурочено к ранне-среднедевонским образованиям туксинской толщи. Вдоль горизонта мраморизованных известняков установлена зона скарнированных пород мощностью 100–200 м и протяженностью до 600 м, образование которых связывается с внедрением гранитоидов буриндинского комплекса. В скарноидах установлены содержания золота — до 10 г/т, серебра — до 1 кг/т, меди — до 3 % [152]. Прогнозные ресурсы рудного узла по категории P_3 составляют: золото — 28 т, серебро — 600 т, медь — 280 тыс. т, молибден — 6 тыс. т, свинец и цинк — 1270 тыс. т.

Долбырьский золото-ртутный рудный узел потенциальный (8.1.2 Hg, Au)

Узел протягивается в широтном направлении на 80 км, в бассейнах рек Крутогон и Долбырь. В структурном плане он приурочен к пересечению субширотных надвиговых зон смятия и расщеливания с разломами северо-восточного простирания. В рудном узле наблюдаются пять россыпей золота, три пункта минерализации ртути, шлиховой ореол киновари. Прогнозные ресурсы рудного узла по категории P_3 составляют: золото — 24 т, ртуть — 31 тыс. т [211].

Тунгала-Туксинский золото-ртутный рудный узел потенциальный (8.1.3 Hg, Au)

Узел расположен в бассейнах рек Тунгала и Тукси и сложен девонскими отложениями. В его пределах известны проявление (Тектоническое — IV-4-24) и три пункта минерализации ртути, шлиховой ореол киновари, семь россыпей золота. Ртутная минерализация контролируется двумя системами разломов: субширотными, субсогласными складчатым структурам, а также поперечными близмеридиональными и северо-восточными. Повышенные содержания ртути (до 0,11 %) установлены в зонах дробления близмеридионального простирания. Прогнозные ресурсы рудного узла по категории P_3 составляют: золото — 30 т, ртуть — 17 тыс. т [211].

Унья-Бомский золоторудный узел потенциальный (8.0.1 Au)

Расположен на южных склонах хр. Джагды. Осадочные образования узла представлены позднекаменноугольной эвгеосинклинальной джескогонской свитой и среднеюрской миогеосинклинальной амканской свитой. Здесь не обнаружено магматических пород, в том числе даже даек. В геолого-структурном отношении — это типичная складчато-надвиговая структура. Узел известен как золотороссыпной с конца XIX века. Продуктивные россыпи золота сосредоточены в узкой (5–10 км) полосе протяженностью 100 км в бассейнах рек Унья и Бом. Для россыпей характерно крупное золото (от 3–4 до 5–7 мм), много самородков — до 1–2 кг. Всего добыто около 50 т металла. В пределах узла обнаружены и коренные проявления. Содержание золота в них достигает 22 г/т. Наряду с золотом в коренных объектах наблюдается и вольфрамовая минерализация. По этим характеристикам Унья-Бомский РУ напоминает Маломирский РУ Селемджино-Кербинской золоторудной МЗ. В Унья-Бомском узле ожидается выявление среднего по масштабу месторождения золота с золото-сульфидной минерализацией в черносланцевых толщах (сухоложский тип). Авторские прогнозные ресурсы золота по категории P_3 оцениваются в 200 т.

Ланский ртутный рудный узел (8.0.2 Hg)

На площади листа представлен мелким месторождением Ланское, пятью проявлениями и многочисленными шлиховыми ореолами киновари. Узел приурочен к зоне Ланского глубинного разлома западно-северо-западного простирания. Все ртутные проявления связаны с оперяющими разлом зонами дробления и относятся к телетермальному типу ртутной аргиллизитовой формации. Среднее содержание ртути на Ланском месторождении — 0,46 %. Запасы по категории C_2 составляют 512 т. Прогнозные ресурсы ртути рудного поля: по категории P_1 — 3,0 тыс. т; по категории P_2 — 7,0 тыс. т. Прогнозные ресурсы Ланского рудного узла по категории P_3 — 15 тыс. т [211].

Иннинский ртутно-золоторудный узел потенциальный (8.0.3 Au, Hg)

Узел располагается в восточной части площади в бассейне р. Бол. Инних, Большая его часть сложена осадочными отложениями джескогонской свиты верхнего карбона. В его пределах выявлены проявления, четыре пункта минерализации, два шлиховых ореола золота, проявления ртути, шлиховой ореол киновари. Проявления приурочены к зоне Туксинского разлома. Золотоносные жилы пологие (25°), маломощные (0,2–0,3 м). Содержание золота 0,6–2,2 г/т [1]. Ртутная минерализация отмечается в тектонических брекчиях. Содержание ртути достигает 1 %. Среднее содержание ртути на 1 м мощности – 0,26 %. Прогнозные ресурсы рудного узла по категории P_2 составили: золото – 15 т; по категории P_3 : золото – 15 т, ртуть – 20 тыс. т.

Селемджино-Кербинская золоторудная минерагеническая зона (9 Au/Pz, Mz)

Минерагеническая зона приурочена к западной части Токурской подзоны Селемджино-Кербинской СФЗ. На сопредельной с востока территории [46] она протягивается в восточно-юго-восточном направлении на 300 км от бассейна р. Селемджа через южную часть Ям-Алинского хребта в бассейн р. Керби. Зона интересна тем, что наряду с традиционными для района месторождениями золото-кварцевой малосульфидной и золото-сульфидной формациями, начиная с 1980-х годов после открытия В. А. Буяком в черносланцевых толщах уникального месторождения Сухой Лог [11], появилась возможность прогнозирования аналогичных объектов в ее пределах. Далее изложены основные прогнозно-минерагенические критерии золоторудного (с платиной) оруденения в черносланцевых толщах в пределах зоны.

Геотектонические критерии. Зона имеет сложное строение. Как показал анализ геотектонической позиции месторождений золота в черносланцевых толщах [9], крупные золото-платиноидные месторождения встречаются только в черносланцевых толщах, находящихся в поясах миогеосинклинального типа на пассивных окраинах крупных континентов (древних платформ, кратонов), осложненных рифтогенными структурами. Мощность каменноугольных отложений в Селемджино-Кербинской зоне достигает 6000 м. Многие геологи относят разрез толщ зоны к эвгеосинклинальному. Однако он не типичен для эвгеосинклиналей, а ближе к миогеосинклинальному. Зеленокаменные породы (базальты) играют резко подчиненную роль по сравнению с кремнисто-терригенными отложениями. Магматизм геосинклинальной стадии развития проявлен также весьма слабо. Наибольшее развитие в пределах Маломырского узла имеет дайковый комплекс диоритовых и кварцевых диоритовых порфириров раннемелового возраста.

Структурные критерии. Рудоносные черносланцевые пояса расположены в коллизионных зонах, где сформированы регионально протяженные складчато-сдвиговые пояса линейного типа [9]. Для поясов характерна интенсивная дислоцированность углеродистых толщ с образо-

ванием складчатости интенсивного линейного сжатия. Характерно широкое развитие кливажа, наличие многочисленных надвигов, взбросов, взбросо-сдвигов. Степень дислоцированности толщ и их рудоносность находятся обычно в прямой корреляционной зависимости. Большая часть оруденения связана со сводово-купольными структурами. При этом структурные критерии несколько отличны в зависимости от глубины эрозионного среза структур. При большом эрозионном срезе основную роль при локализации рудных полей играют разрывные нарушения, осложняющие периклинальные замыкания куполовидных структур. При небольшом эрозионном срезе основное значение при локализации минерализации приобретают литологические экраны и пликативные дислокации. Структурные особенности Селемджино-Кербинской МЗ (Маломырский РУ) вполне соответствуют обобщенной характеристике рудоносных зон.

Литологические критерии. Оруденение связано с черносланцевыми толщами. Перспективными считаются тонкозернистые углеродисто-терригенные толщи флишоидного типа (златоустовская и сагурская свита), характеризующиеся наличием осадочно-диагенетических и осадочно-гидротермальных магнезиально-железистых карбонатов и пиритов. В Верхнеселемджинском районе отмечаются углеродистые породы с содержанием $C_{орг.}$ от первых десятых до 1 %.

Метаморфические факторы. Оруденение в черных сланцах связано только с метаморфизованными толщами. Наиболее благоприятны зеленосланцевые (стильпномелановая и биотит-стильпномелановая) зоны дислокационного и регрессивного (гидротермального) метаморфизма, приуроченные к зонам разломов. На площади листа к слабоэродированной Челогорской купольной структуре приурочено золоторудное месторождение Маломыр.

В пределах Селемджино-Кербинской МЗ выделены Маломырский молибденово-золоторудный узел, Нимканский и Эгорский потенциальные золоторудные узлы.

Нимканский золоторудный узел потенциальный (9.0.1 Au)

Расположен в западной части Селемджино-Кербинской МЗ на левобережье р. Нора. Площадь узла сложена метаморфизованными каменноугольными отложениями, прорванными магматитами пиканского комплекса габбро-плагиогранитовой формации. Характерны многочисленные разрывные структуры преимущественно западно-северо-западного направления, реже — северо-восточного.

В рудном узле выявлено два проявления золота: Кошурниковское (IV-5-40), Водораздельное (V-51-1), к которым тяготеют три россыпи золота. Проявления приурочены к субширотной зоне разломов надвигового типа. Вмещающие породы интенсивно рассланцованы, брекчированы, аргиллизированы и лимонитизированы. На проявлении Кошурниковское ширина зоны 100 м, протяженность 900 м. В интервале мощностью 10 м содержания золота составили 0,2–2,4 г/т (в одной пробе — 118,7 г/т), серебра — до 20 г/т. Пробность золота 850. Прогнозные ресур-

сы золота в рудном узле составляют: по категории P_2 – 50 т, по категории P_3 – 75 т [187, 211].

Эгорский золоторудный узел потенциальный (9.0.2 Au)

Располагается в верховьях одноименной реки. Геологическая ситуация аналогична Нимканскому РУ. В пределах узла находятся три пункта минерализации золота, россыпепроявление золота в бассейне р. Эгор. По данным геохимических поисков [241] установлены два геохимических узла золота. Прогнозные ресурсы золота по категории P_3 – 50 т.

Маломырский молибденово-золоторудный узел (9.0.3 Au, Mo)

Расположен на юго-востоке листа в бассейне р. Ниж. Стойба. В пределах узла находятся золоторудные месторождения Маломыр и Кварцитовое, пять проявлений золота, три проявления молибдена и золотоносные россыпи, которые отрабатываются и в настоящее время. Промышленное оруденение на месторождении Маломыр приурочено к тектонической зоне, в пределах которой развиты серицит-кварцевые метасоматиты с вкрапленной и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. Среднее содержание золота 2,25 г/т, максимальное до 15 г/т. Содержание платины – 0,5–10 г/т, палладия – 0,2–7,1 г/т. Запасы месторождения по категории C_2 составляют 32,6 т, прогнозные ресурсы по категории P_1 – 30 т [10]. Запасы месторождения Кварцитовое (V-6-46) по категории C_2 составляют 4,3 т. Прогнозные ресурсы по категории P_1 – 12,8 т [242]. Прогнозные ресурсы рудного узла по категории P_1 : золото – 46,4 т, серебро – 105 т; по категории P_2 : золото – 6 т; по категории P_3 : золото – 71 т, молибден – 67 т, фосфориты – 100 млн т [211]. Прогнозные ресурсы россыпного золота: по категории P_1 – 3,581 т; P_2 – 0,640 т [243].

ХАНКАЙСКО-БУРЕИНСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Площадь Ханкайско-Буреинской МП совпадает с площадью Буреинского массива, который представляет собой весьма сложную полихронную и полигенную структуру с большим разнообразием месторождений и проявлений полезных ископаемых, связанных с позднеархейской, раннепротерозойской, венд-кембрийской, позднепалеозойской и несколькими мезозойскими минерагеническими эпохами.

Позднеархейская эпоха проявлена фрагментарными выходами метаморфических и основных магматических пород. Габброиды амурского комплекса позднеархейского возраста вмещают железорудные месторождения и проявления магнетитовой скарноидной формации Кайкойского железорудного узла.

С раннепротерозойской минерагенической эпохой становления Буреинского массива связано формирование осадочно-вулканогенных от-

ложений гарьской серии и интрузий габбро-диорит-плагиогранитовой ассоциации гаринского комплекса, с которыми связана железорудная минерализация, представленная залежами магнетитовых руд в скарнированных осадочных и интрузивных породах Шимановско-Гаринской МЗ. С интрузиями дунит-гарцбургитовой формации депского комплекса ассоциируют проявления хрома, никеля, платины и золота, а также талька и хризотил-асбеста (Депско-Гаринский хром-платино-золоторудный потенциальный узел).

Позднепротерозойско-ранне- и среднепалеозойская эпоха рудогенеза связана с формированием в пределах Буреинского массива окраинных и наложенных прогибов, развитие которых сопровождалось накоплением терригенно-карбонатных толщ и формированием стратиформных железорудных (Глубокинский потенциальный железорудный узел) и полиметаллических месторождений и проявлений (Чагоянский золото-цинково-свинцовый РУ).

Мезозойская минерагеническая эпоха провинции наиболее продуктивна. По времени эпоху условно можно разделить на несколько этапов.

В триасе в связи с развитием в Октябрьском и Туранском блоках Буреинского массива гранит-лейкократового магматизма (харинский комплекс) были сформированы грейзеновые проявления касситерит- и молибденит-кварцевой формаций (Мамынский потенциальный рудный район).

Ранний мел в пределах Буреинского массива характеризуется мощными процессами тектоно-магматической активизации. В берриасе — апте в результате дифференциальных подвижек сформировались локальные прогибы, часть из которых заполнялась угленосной молассой с формированием месторождений каменного угля (Огоджа-Гербикинский каменноугольный район), часть — вулканогенно-терригенной молассой. Для прогибов характерно проявление андезитового вулканизма. В последующем в прогибах и в сопряженных с ними сводовых структурах развивались монцодиорит-гранодиорит-гранитные интрузии бурундинского и меунского комплексов. Вулканогенно-плутогенная ассоциация несет золото-серебро-медь-молибденовую минерализацию (Умлекано-Огоджинская МЗ). Кроме золотого оруденения, в пределах зоны наблюдается медно-молибден-порфировое (с золотом) оруденение (Боргуликанский РУ).

Золоторудные объекты находятся в пространственной и, предположительно, парагенетической связи с андезит-дацитовыми и андезит-риолитовыми вулканическими структурами центрального типа, эксплозивно-брекчиевыми телами, полями даек пестрого состава и интрузиями монцонит-гранодиоритовой формации. Для проявлений характерно широкое развитие пропилитов, серицит- и адуляр-кварцевых гидротермалитов, вмещающих рудоносные кварцевожильные и штокверковые образования. Наиболее благоприятными для локализации оруденения являются вулканогенно-интрузивные структуры купольного типа с многофазным проявлением раннемелового магматизма. Продуктивность структур зависит от наличия рудоконтролирующих тектонических нарушений.

Золоторудная минерализация относится к золото-серебряной (месторождение Покровское) и золото-кварцевой формациям. Золото-кварцевую формацию представляют месторождение Пионер и ряд перспективных проявлений Мамынского потенциального рудного района. Наи-

более изученным является отрабатываемое в настоящее время Покровское месторождение, расположенное в пределах Улунгинского медно-серебро-золоторудного узла.

Проявления олова, вольфрама и молибдена Ханкайско-Буреинской МП пространственно приурочены к интенсивным отрицательным аномалиям поля силы тяжести. Проявления свинца и цинка обычно расположены в средне-слабоотрицательных и слабых положительных аномалиях [68].

Ольдойско-Сагаянская цинково-свинцовая минерагеническая зона потенциальная (10 Pb, Zn /Pz)

Зона имеет близширотное простирание и пространственно совмещена с девонскими и раннекаменноугольными отложениями Ольдойско-Сагаянской СФЗ. В пределах зоны выделяется Зея-Урканский цинково-свинцовый потенциальный рудный узел (10.0.1 Pb, Zn) [211], перспективный на стратиформное свинцово-цинковое оруденение в карбонатных толщах. Здесь известны два проявления с содержаниями свинца до 6 % (единичные пробы до 42,2 %), цинка — до 29 %, серебра — от 10–300 г/т до 2,7–10 кг/т. Встречается золото до 4,19 г/т. Литолого-тектонический контроль оруденения выражается в приуроченности его к известковым горизонтам, а также к крутопадающим разрывным нарушениям близширотного простирания. Прогнозные ресурсы по категории P_3 для Зея-Урканского узла составляют: свинца — 400 тыс. т, цинка — 1100 тыс. т при прогнозируемых содержаниях свинца — 1 %, цинка — 3 % [187, 211].

Умлекано-Огоджинская молибденово-медно-серебро-золоторудная минерагеническая зона (11 Au, Ag, Cu, Mo /Mz)

Зона прослеживается в субширотном направлении, охватывая северную часть Зейско-Амурской ВПЗ (Умлекано-Орловский ареал). Золото-серебряное и медно-молибденово-порфировое оруденения здесь связаны с гипабиссальными телами раннемелового буриндинского комплекса и вулканитами талданского ВК. В составе зоны выделяются Гонжинский молибденово-медно-серебро-золоторудный район и Мамынский медно-серебро-золоторудный потенциальный район.

Гонжинский молибденово-медно-серебро-золоторудный район (11.1 Au, Ag, Cu, Mo)

Расположен в западной части Умлекано-Огоджинской МЗ, охватывая одноименный блок докембрийских образований и его обрамление. На территории в его пределах располагаются Боргуликанский молибденово-серебро-золото-меднорудный узел, Ольгинский молибденово-серебро-золоторудный узел и Улунгинский медно-серебро-золоторудный

узел. Прогнозные ресурсы россыпного золота рудного района составляют: по категории P_1 – 10,041 т, P_2 – 3,343 т [243].

Боргуликанский молибденово-серебро-золото-меднорудный узел (11.1.1 Cu, Au, Ag, Mo)

Узел расположен в бассейнах рек Арги и Боргуликан. Структурное положение узла своеобразно – северная его часть расположена в Амуро-Охотской СС. Наиболее крупные рудные объекты приурочены к зоне Южно-Тукурингского разлома. В пределах узла выделяются две вулкано-тектонические структуры – Арбинская и Боргуликанская, которые сложены вулканитами талданской свиты, прорванные малыми телами и дайками буриндинского комплекса. В Боргуликанском рудном поле расположены золото-медно-порфировое месторождение Иканское и медно-порфировые проявления Арбинское и Боргуликан. Оруденение жильково-вкрапленного типа и приурочено в основном к телам кварцевых монцодиоритов буриндинского комплекса. На месторождении Икан запасы меди по категории C_2 составляют 290 тыс. т, золота – 43 136 кг [200]. Прогнозные запасы Боргуликанского рудного узла по категории P_1 составляют: медь – 445 тыс. т, молибден – 12,8 тыс. т, золото – 110,3 т, серебро – 1017 т; по категории P_2 : молибден – 30 тыс. т; по категории P_3 : медь – 130 тыс. т, золото – 60 т, серебро – 430 т.

Ольгинский молибденово-серебро-золоторудный узел (11.1.2 Au, Ag, Mo)

Узел расположен в бассейне одноименной реки, где сложен преимущественно гранодиоритами верхнеамурского комплекса. В пределах узла находятся золоторудное месторождение Пионер, проявление золота Апрельское, а также 32 россыпи золота. Золотое оруденение связано с буриндинским комплексом.

Месторождение Пионер расположено севернее Улунгинской вулкано-тектонической структуры. Золотое оруденение многостадийное. На молибден-медно-порфировое оруденение наложено оруденение золото-кварцевой (с адуляром) формации. Запасы по категории C_2 – 6,8 т золота и 19,5 т серебра [124]. Прогнозные ресурсы по категории P_1 составили: золото – 22,8 т, серебро – 21,7 т. Прогнозные ресурсы рудного узла по категории P_2 : вольфрам – 2 тыс. т, золото – 61 т, серебро – 90 т; по категории P_3 – золото – 55 т, серебро – 875 т, медь – 30 тыс. т, молибден – 6 тыс. т, вольфрам – 28 тыс. т.

В Ольгинском узле известны 32 пойменных россыпных месторождения золота. Среднее содержание золота на массу – 422 мг/м³, на пласт – 1887 мг/м³. Мощность массы – 4,7 м, золотоносного пласта – 0,9 м. Всего в узле добыто 15,8 т металла. Запасы россыпного золота по категории C_1 – 2,2 т. Прогнозные ресурсы по категории P_1 – 2,8 т, по категориям $P_2 + P_3$ – 0,2 т [265].

Улунгинский медно-серебро-золоторудный узел (11.1.3 Au, Ag, Cu)

Рудный узел расположен в бассейнах рек Улунга, Ольга и Тыгда. Он сложен юрскими осадочными породами, интрузиями верхнеамурского комплекса и меловыми вулканитами талданской и галькинской свит. Основной рудоносной структурой является Улунгинская вулcano-тектоническая структура, в пределах которой встречаются тела гранитоидов буриндинского комплекса. В узле расположены Покровское золото-серебряное месторождение, три золото-серебряных проявления, четыре золоторудных с медью проявления.

Покровское золото-серебряное месторождение расположено в кровле гранитной интрузии верхнеамурского комплекса. Среднее содержание золота — 3–4 г/т. Отношение золота к серебру близко 1 : 1. С 1990-х годов месторождение обрабатывается ОАО «Покровский рудник». Добыча золота на 1.01.2006 г. составила около 20 т. По состоянию на 1.01.2005 г. запасы месторождения составляли: по категории C_1 — 33,215 т, C_2 — 1,69 т, на флангах по категории C_2 — 2,622 т [40].

Прогнозные ресурсы золота Покровского рудного поля оцениваются: по категории P_1 — 15 т [187], по категории P_3 — 35 т [255]. Прогнозные ресурсы рудного узла по категории P_1 составили: золото — 15 т, серебро — 30 т; по категории P_2 : золото — 24 т, серебро — 20 т, медь — 700 тыс. т; по категории P_3 : золото — 116 т, серебро — 52 т, медь — 1600 т, молибден — 8 тыс. т. В Улунгинском узле известно 24 россыпных месторождения золота. Добыто 5170 кг металла. Запасы золота по категории C_1 — 1,3 т. Прогнозные ресурсы по категории P_1 — 0,332 т, по категориям $P_2 + P_3$ — 0,313 т [265].

Мамынский медно-серебро-золоторудный район потенциальный (11.2 Au, Ag, Cu)

Занимает центральную часть Умлекано-Огоджинской МЗ и приурочен к Октябрьскому блоку. В рудном районе выделены потенциальные рудные узлы: Умлекано-Ясненский, Депско-Гаринский, Октябрьский и Сохатиный. Прогнозные ресурсы россыпного золота рудного района составляют: по категории P_1 — 40,880 т, по категории P_2 — 3,897 т, по категории P_3 — 0,364 т.

Умлекано-Ясненский медно-молибденово-серебро-золоторудный узел потенциальный (11.2.1 Au, Ag, Mo, Cu)

Находится в западной части Мамынского РР в междуречье Зея—Деп. Пространственно приурочен к Улунгинской и Ясненской вулcano-тектоническим депрессиям, которые сложены вулканитами талданской свиты, прорванные штоко- и дайкообразными телами буриндинского комплекса. В пределах узла расположено три проявления золото-кварцевой (с медью) малосульфидной формации, одно проявление молибден-порфировой (с золотом) формации, два пункта минерализации золота и 13 россыпей золота. Прогнозные ресурсы узла: золото — 14 т, серебро —

10 т (по категории P_2); по категории P_3 : золото — 47 т, серебро — 202 т, медь — 30 тыс. т, молибден — 14 тыс. т, вольфрам — 17 тыс. т. Золотоносные россыпи обрабатываются с 1935 г. Добыто около 10 т. Прогнозные ресурсы россыпного золота по категории P_1 — 3,405 т, по категориям $P_2 + P_3$ — 5,1 т [265].

Депско-Гаринский хром-платино-золоторудный узел потенциальный (11.2.2 Au, Pt, Cr)

Узел прослеживается в северо-восточном направлении на расстояние 80 км от устья р. Деп до среднего течения р. Гарь 2-я при ширине 20 км. Узел приурочен к выходам раннепротерозойских депских ультрабазитов и метаморфизованным вулканогенным образованиям гарьской серии. Большая часть ультраосновных пород перекрыта среднеюрскими—кайнозойскими осадочными отложениями. В пределах узла расположены месторождение лиственитов, асбеста, четыре проявления золота с платиной лиственитовой золоторудной формации, проявление вольфрама и олова, проявление хрома, а также девять россыпей золота, в которых содержатся платиноиды, иногда в больших количествах. Так, по данным В. П. Пана [239], в россыпи золота руч. Завершающий содержание платиноидов достигло 7–10 % от добытого золота. Содержание золота в россыпях нередко достигает 2,25–11,25 г/м³. Преобладает высокопробное (960–980) золото. В пределах узла добыто около 17,5 т металла. Прогнозные ресурсы узла составляют: золото — 37 т, платина — 40 т, хром (по категории P_3) — 30 т; вольфрам по категории P_1 — 3 тыс. т, по категории P_2 — 12 тыс. т, по категории P_3 — 15 тыс. т; олово по категории P_1 — 1,5 тыс. т, по категории P_2 — 5,5 тыс. т, по категории P_3 — 50 тыс. т; асбест (по категории P_1) — 168,7 тыс. т; тальк (по категории P_2) — 100 млн т, по категории P_3 — 100 млн т [211]. Прогнозные ресурсы россыпного золота по категории P_1 — 1,753 т [243].

Октябрьский медно-серебро-золоторудный узел потенциальный (11.2.3 Au, Ag, Cu)

Узел охватывает бассейн р. Желтулак и приурочен к палеозойским гранитоидам октябрьского и тырмо-буреинского комплексов с провесами кровли метаморфизованных рифейских и силур-девонских карбонатно-терригенных отложений. В пределах узла наблюдаются пять проявлений золота, пункт минерализации олова, два металлотрических ореола меди, проявление меди Елна медно-порфировой формации. Последнее приурочено к зонам аргиллизации с тонкопрожилковым окварцеванием в гранодиоритах Елнинского массива бурундинского комплекса. Прогнозные ресурсы узла составляют: золото — 6 т, серебро — 100 т (по категории P_1); золото — 15 т, серебро — 300 т, медь — 1424 тыс. т (по категории P_2); золото — 340 т, серебро — 258 т, олово — 8 тыс. т (по категории P_3). Основное богатство рудного узла заключается в его россыпях, открытых в 1910 г. (31 месторождение). Большинство россыпей являются

террасовыми, реже глубокозалегающими. Наиболее крупные россыпи — р. Бол. Желтулак, руч. Маристый, Седуновский и Широкий, в которых добыто соответственно 12,081; 16,807; 9,218; 8,627 т. Длина россыпей 4–6 км, ширина 20–500 м. Мощность песков 0,4–7,2 м, торфов — от 1,6 до 14 м. Содержание золота 4–8 г/м³. Всего в рудном районе добыто 58,4 т россыпного золота. Прогнозные ресурсы россыпного золота по категории P_1 составляют 18,6 т. Из них на долю техногенных россыпей приходится 89,5 % [265].

Сохатиный медно-серебро-золоторудный узел потенциальный (11.2.4 Au, Ag, Cu)

Узел располагается в восточной части Мамынского РР в междуречье Адамиха–Нора. Территория узла протягивается в северо-западном направлении. Его контур определяется Сохатиной вулcano-тектонической структурой, сложенной моласоидными отложениями умлеканской свиты, вулканитами талданского, реже галькинского ВК, которые прорваны многочисленными мелкими телами и дайками бурундинского комплекса. В пределах рудного узла расположены два проявления меди молибден-порфировой формации, три проявления золота золоторудной полиметаллической формации, три металлотрических ореола меди, молибдена, свинца, 33 золотороссыпных месторождения. Прогнозные ресурсы рудного узла составляют: золото — 0,52 т, медь — 92 тыс. т, свинец — 86 тыс. т, цинк — 59 тыс. т (по категории P_2); золото — 1100 т, медь — 1144 тыс. т, свинец — 4260 тыс. т, цинк — 588 тыс. т (по категории P_3) [211]. Освоение россыпей золота относится к 1948 г. и продолжается в настоящее время. Всего добыто 13 т золота, из которых основное количество (11,7 т) — в юго-восточной части рудного узла в бассейне р. Сохатиная. Здесь разрабатывались подувальные россыпи (рек Глубокая, Сохатиная, Оборонная и др.) и современные долинные (руч. Еловый, р. Доениха и др.). Большинство этих россыпей переразведано. Запасы по категории C_1 составляют 8,6 т [265]. Прогнозные ресурсы по категории P_1 — 3,9 т, по категории P_2 — 0,7 т.

Меунский медно-золоторудный узел потенциальный (11.0.1 Au, Cu)

Находится в бассейне р. Меун (левый приток р. Нора). В геологическом отношении площадь рудного узла сложена гранитами, реже габброидами тырмо-буреинского комплекса, прорванными многочисленными малыми телами и дайками гранитоидов меунского комплекса и дацитов бурундинского комплекса. Реже отмечаются субщелочные лейкограниты харинского комплекса. Узел находится на западном фланге Сергиленской купольно-кольцевой структуры в зоне Улигданского разлома восточно-северо-восточного направления. В пределах рудного узла в связи с малыми интрузиями меунского комплекса установлены потоки рассеяния золота, меди, серебра, висмута и цинка [126]. Значительные концентрации отмечаются на правом берегу р. Меун: золото — 0,01 г/т,

медь — 0,05–0,08 %, серебро — 15 г/т, цинк — 0,3 %. В пределах массива лейкогранитов харинского комплекса установлены потоки рассеяния олова, молибдена, ниобия, лантана и иттрия, указывающие на возможность выявления редкометалльно-редкоземельной минерализации. Прогнозные ресурсы узла по категории P_3 составляют: золото — 170 т, медь — 160 тыс. т [155].

Бурундинский серебро-золоторудный узел потенциальный (11.0.2 Au, Ag)

Находится в бассейне одноименной реки в восточной части Умлекано-Огоджинской МЗ. Западная часть рудного узла сложена разновозрастными гранитоидами Буреинского массива, которые в восточной и центральной частях перекрыты вулканитами бурундинского ВК андезитовой формации (Сергиленская вулcano-тектоническая постройка центрально-кольцевого типа). Вулканиты прорваны раннемеловыми магматитами меунского комплекса. На площади узла известны два проявления золота (Юмор, Северное), четыре россыпи и два шлиховых ореола золота, шлиховой ореол касситерита. В пределах Сергиленской центрально-кольцевой структуры (по данным донного опробования) выявлены золотые и золото-серебряные ореолы общей площадью 172 км² [125]. На проявлении Северное среди вулканитов наблюдается зона серицит-кварцевых метасоматитов (с жилами кварца) протяженностью до 4 км, шириной до 500 м. Содержание золота составляет до 10 г/т, серебра — до 20 г/т, меди — до 0,05 %. Прогнозные ресурсы рудного узла по категории P_3 , подсчитанные по геохимическим ореолам, составляют: золото — 204 т, серебро — 1350 т, молибден — 10 тыс. т. Анализ геологической ситуации узла предполагает наличие оруденения золото-полиметаллической и (или) молибден-порфировой (с золотом) формаций [211].

Депский каменноугольный район (0.4 УК/J–K)

Район расположен в бассейнах среднего течения рек Зея и Деп в Депском прогибе. Угленосность района связана с депской свитой средне-позднеюрского возраста и позднеюрской—раннемеловой молчанской свитой, в которых вскрыто более 100 пластов и пропластков каменного угля мощностью от 0,1 до 2,8 м. Прогнозные ресурсы по категории P_2 Депского района — 408,1 млн т [123]. Возможности обнаружения здесь новых углепроявлений еще не исчерпаны, однако в настоящее время район практического интереса не представляет.

Амуро-Зейский буругольный бассейн (12 УБ/Р–N)

Расположен в юго-западной части площади в бассейне среднего течения р. Амур. Границы бассейна совпадают с Ушумунской впадиной, выполненной осадками амуро-зейской серии и белогорской свиты. Угле-

носными являются позднемеловые и палеоген-неогеновые отложения завитинской, кивдинской и бузулинской свит. В бассейне находится Тыгдинское месторождение и шесть углепроявлений бурого угля. Угли залегают на глубине от 0,5 до 188 м. Мощность наиболее перспективных пластов в верхней части разреза достигает 30 м. Прогнозные ресурсы по категориям $P_1 + P_2$ — 1215 млн т [123].

Шимановско-Гаринская золото-цинково-свинцово-железородная минерагеническая зона (13 Fe, Pb, Zn, Au /AR—MZ)

Зона расположена в южной части площади и вытянута в близширотном направлении от р. Амур на западе до бассейна р. Селемджа на востоке. В пределах зоны выделены Гаринский, Шимановский и Селемджинский железородные узлы, Глубокинский и Альдиконский потенциальные железородные узлы, Чагоянский золото-цинково-свинцовый рудный узел и Майский серебро-золоторудный узел потенциальный. Потенциал Шимановско-Гаринской МЗ оценивается следующим образом: запасы (по категории $A + B + C_1 + C_2$) — 479,96 млн т; прогнозные ресурсы: по категории P_1 — 400 млн т; по категории P_2 — 2040 млн т [211].

Гаринский железородный узел (13.0.1 Fe)

Находится в северной части минерагенической зоны в бассейне р. Гарь и является наиболее типичным железородным узлом зоны. В его пределах расположены крупное Гаринское и два мелких — Лебедихинское и Имчиканское железородные месторождения, девять россыпных месторождений золота. Железородная минерализация приурочена к вулканогенно-терригенно-карбонатным отложениям гаринской серии раннепротерозойского возраста. Магнетитовые и магнетит-гематитовые руды сформировались в результате скарнирования раннепротерозойскими магматитами гаринского комплекса. Запасы Гаринского месторождения по категориям $A + B + C_1 + C_2$ — 388,8 млн т, в том числе богатые руды — 82,2 млн т; Лебедихинского месторождения (по категории C_2) — 1117 тыс. т; Имчиканского месторождения (по категории C_1) — 1,5 млн т. Прогнозные ресурсы железа Гаринского узла составляют: по категории P_1 — 400 млн т; по категории P_2 — 400 млн т. Ресурсы россыпного золота: по категории P_1 — 0,949 т; P_2 — 1,167 т [243].

Глубокинский железородный узел потенциальный (13.0.2 Fe)

Находится к северо-востоку от Гаринского железородного узла в бассейне р. Сохатая. На площади узла известны четыре пункта минерализации железа, приуроченные к разломам среди ордовикских отложений. На некоторых из них проводились поисково-оценочные работы. Мощность рудных тел 1,5—4 м, протяженность 20—100 м. Содержание железа в руде — 25—65 %. В пределах узла имеется ряд магнитных аномалий

предположительно железорудной природы. Прогнозные ресурсы по категории P_2 — 300 млн т [187].

Шимановский железорудный узел (13.0.3 Fe)

Расположен в юго-западной части площади. Площадь узла перекрыта неоген-четвертичными отложениями мощностью до 150–200 м. В пределах узла выявлены два месторождения и два проявления железа магнетитовой скарновой формации. Рудные тела представлены магнетитовыми скарнами, образовавшимися на контакте терригенно-карбонатных образований гарьской серии с интрузиями габбродиоритов гаринского комплекса. Прогнозные ресурсы рудного узла по категории P_1 — 84 млн т; P_2 — 540 млн т [211].

Чагоянский золото-цинково-свинцовый рудный узел (13.0.4 Pb, Zn, Au)

Узел находится в южной части Шимановско-Гаринской МЗ в бассейне р. Зeya. В его пределах известны Чагоянское свинцово-цинковое месторождение, два свинцово-цинковых проявления, два золоторудных проявления, а также 10 россыпей золота.

Рудовмещающими для свинцово-цинкового оруденения являются вендские терригенно-карбонатные отложения сухарниковской и чагоянской свит, слагающие останцы кровли среди гранитоидов тырмо-буреинского комплекса средне-позднекаменноугольного возраста. В осадочных отложениях на Чагоянском месторождении установлена пластообразная залежь вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд пирит-галенит-сфалеритового состава полиметаллической стратиформнорудной формации. В рудах отмечается золото (до 23,8 г/т) и серебро (до 3 кг/т) [269]. По мнению А. В. Ложникова [213], ведущая роль в рудогенезе золота принадлежит принадвиговым зонам в системе северо-западных разломов, где активно проявлялись процессы аргиллизации и окварцевания, с которыми связана золотая минерализация. Последняя связана с дайкообразными телами диоритовых порфиритов раннего мела. Наличие вблизи принадвиговых зон участков гидротермально-метасоматической проработки при незначительном (1–2 км) удалении от них богатых россыпей с самородками (до 150 г) золота указывает на вероятность обнаружения объектов листовенитовой кварц-адуляровой формации. Прогнозные ресурсы Чагоянского РУ: свинец: по категории P_1 — 9 тыс. т; P_2 — 416 тыс. т; P_3 — 400 тыс. т; цинк: по категории P_1 — 26 тыс. т; P_2 — 1249 тыс. т; P_3 — 1100 тыс. т; золото: по категории P_2 — 2,6 т; P_3 — 48 т; серебро: по категории P_3 — 70 т. Прогнозные ресурсы россыпного золота составляют: по категории P_1 — 1,478 т; P_2 — 0,484 т [243].

Майский серебро-золоторудный узел потенциальный (13.0.5 Au, Ag)

Узел расположен в центральной части минерагенической зоны на правом берегу р. Селемджа и сложен образованиями неклинской и дог-

марской толщ позднего протерозоя, прорванными палеозойскими гранитоидами октябрьского и тырмо-буреинского комплексов. Незначительно распространены раннемеловые вулканиты поярковской свиты и их субвулканические аналоги. В тектоническом плане площадь расположена в зоне разломов восточно-северо-восточного простириания. По коренной золотоносности Майского узла имеются следующие данные.

По данным А. И. Хлапониной (1912), в разведочной шахте в кварц-биотитовых сланцах наблюдались прожилки и «чечевицы» серого кварца с содержанием золота 312 г/т на мощность 18 см. В бассейне руч. Утесный отмечается содержание золота до 30 г/т. В бассейне руч. Загадочный (гора Королевская Сопка) в кварц-слюдистых сланцах шурфом вскрыта кварцевая жила мощностью 0,7 м с содержанием золота 7 г/т. Золотоносные россыпи узла открыты в 1885 г. и разрабатываются до настоящего времени. Золото крупное, встречаются самородки весом 30–50 г, нередко в сростках с кварцем. Всего добыто 20 т «учтенного» золота, из них около 9 т в верхнем течении р. Некля. По данным В. Ф. Зубкова [49], головка россыпи по р. Некля и россыпь ее левого притока (руч. Веселый) являются элювиально-делювиальными. Они приурочены к коре выветривания по сланцам. По мнению А. И. Лобова [211], вблизи бывшего пос. Веселый старателями отрабатывается кора выветривания по коренному месторождению.

По результатам литохимического опробования масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000, проведенного ФГУГП «Амургеология» в 2002–2004 гг., в междуречье Селемджа–Орловка [157] выявлены контрастные потоки рассеяния (г/т): Au (>1), Ag (до 1,5), As (до 150), Sb, Pb (до 100), Cu (до 200), группирующиеся в аномальные геохимические узлы с золотой, золото-серебряной, молибден-оловянной, медно-молибденовой специализацией. Здесь выявлено Майское потенциальное рудное поле, в пределах которого рекомендуется провести литохимическую съемку по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1 : 10 000 с комплексом геофизических работ (магниторазведка и электроразведка). Прогнозные ресурсы золота Майского узла составляют: по категории P_2 – 11 т, по категории P_3 – 330 т; серебра по категории P_3 – 300 т; меди по категории P_3 – 50 тыс. т [157, 211]. Прогнозные ресурсы россыпного золота по категории P_3 – 5,989 т [243].

Селемджинский железорудный узел (13.0.6 Fe)

Расположен в восточной части Шимановско-Гаринской МЗ в долине р. Селемджа. В пределах узла известно одно мелкое месторождение (Селемджинское) магнетитовой скарноидной формации, приуроченное к вытянутому в широтном направлении массиву раннепротерозойских габброидов гаринского комплекса площадью около 30 км², основная часть которого (по геофизическим данным) скрыта под аллювием долины р. Селемджа. Рудоконтролирующими являются субширотные нарушения, обусловившие гранитизацию и развитие зон метасоматоза. Среднее содержание железа в руде – 40 %. Запасы месторождения составляют по категориям $B + C_1 + C_2$ – 0,96 млн т. По данным аэромагнитной съемки и

наземной магнитометрии выявлен ряд перспективных магнитных аномалий предположительно железорудной природы. Прогнозные ресурсы узла по категории P_2 — 400 млн т [187].

Альдиконский железорудный узел потенциальный (13.0.7 Fe)

Находится южнее Селемджинского РУ в бассейне рек Мал. и Бол. Альдикон и приурочен к раннепротерозойским породам гарьской серии, в зеленых сланцах которой установлена вкрапленность магнетита с содержанием железа 15–20 %. В пределах узла, по данным аэромагнитной съемки, установлены магнитные аномалии предположительно железорудной природы. Прогнозные ресурсы Альдиконского узла по категории P_2 — 400 млн т [187].

Огоджа-Гербиканский каменноугольный район (0.5 УК/К)

Огоджа-Гербиканский район расположен в западной части Огоджинского вулканического ареала. Он контролируется площадью развития нижнемеловой огоджинской свиты. Здесь известно Гербиканское месторождение каменного угля, в пределах которого выявлено около 20 угольных пластов. На месторождении участки для добычи угля открытым способом отсутствуют. Прогнозные ресурсы каменного угля по категориям $P_1 + P_2$ составляют 165,7 млн т [123].

Западно-Туранская железо-серебро-золоторудная минерагеническая зона (14 Au, Ag, Fe/AR, Mz)

В пределах площади расположена северо-восточная часть зоны, которая прослеживается вдоль восточной границы Амуро-Зейской группы впадин, где наблюдаются фрагменты вулканических структур, сложенных вулканитами поярковского ВК. В зоне выделяются Бысинский серебро-золоторудный потенциальный узел и Кайкойский железорудный потенциальный узел.

Бысинский серебро-золоторудный потенциальный узел (14.0.1 Au, Ag)

В пределах узла расположено одно проявление золота, а также многочисленные россыпи Бысинского россыпного узла, для которых характерно мелкое неокатанное, иногда в сростках с кварцем угловато-пластинчатое золото. Прогнозные ресурсы узла (по категории P_3) составляют: золото — 40 т, серебро — 500 т, медь — 70 тыс. т [211]. Прогнозные ресурсы россыпного золота по категории P_1 — 1,890 т; P_2 — 0,264 т [243].

Кайкойский железорудный узел потенциальный (14.0.2 Fe)

Находится в юго-восточной части территории на северном фланге Западно-Туранской МЗ. В пределах узла известно одно Кайконское проявление железа скарноидной магнетитовой формации. Проявление контролируется системой разломов близмеридионального простирания и приурочено к массиву амфиболитизированных габброидов амурского комплекса позднего архея, в котором пироксен-скаполит-альбитовые метасоматиты образуют субмеридиональную зону шириной 50–1000 м и протяженностью до 18 км. Выявлено 12 крутопадающих линзовидных рудных тел, длиной от 30 до 600 м и мощностью 1–7 м. Прогнозные ресурсы проявления по категории P_1 – 33,9 млн т при среднем содержании железа 22 %. Для всего узла прогнозные ресурсы по категории P_3 , рассчитанные по геофизическим данным, составляют 318 млн т [211].

В результате проведенных работ оценены перспективы площади на выявление:

- золотого оруденения типа «погребенных россыпей» («нагиминского») в пределах Становой и Амуро-Охотской минерагенических провинций, в том числе Хугдерского потенциального золоторудного поля (опорная площадь);

- золотого оруденения «карлинского» типа в палеозойских терригенно-карбонатных толщах (опорный участок Тыгдылан);

- золото-серебряного эпитермального оруденения, связанного с раннемеловыми вулканитами (Сугджарский РР, Улунгинский РУ);

- платинового оруденения, связанного с расслоенными базит-гипербазитовыми интрузиями (Мамынский РР) и платиносодержащего медно-никелевого оруденения «печенегского»(?) типа (Дамбукинский РР), Кун-Маньенская потенциальная минерагеническая зона;

- золото-сульфидного оруденения в черносланцевых толщах Амуро-Охотской минерагенической провинции.

Локализованы потенциальные рудные площади для постановки прогнозно-поисковых работ. В пределах Становой минерагенической провинции:

- в Дамбукинском РР выделена потенциальная медно-никелевая с платиноидами Гилюйская геохимическая зона, суммарные ресурсы которой по категории P_3 соответствуют крупному объекту (Ni – 505 тыс. т, Cu – 144 тыс. т, Co – 72 тыс. т, ЭПГ – 50 т). Дамбукинский рудный район вошел в качестве объекта ГДП-200 в Программу геологоразведочных работ на 2004 г. В 2005 г. здесь начаты полевые работы ФГУГП «Амургеология»;

- Кун-Маньенская потенциальная минерагеническая зона – платиносодержащее Cu-Ni оруденение «печенегского» типа. Прогнозные ресурсы по категории P_3 : Ni – 500 тыс. т, Cu – 150 тыс. т, Co – 20 тыс. т, ЭПГ – 50 т;

- объект типа «погребенных россыпей» («нагиминский»): Хугдерское потенциальное золоторудное поле. Прогнозные ресурсы Au по категории P_3 – 80 т;

— объект золото-серебряного оруденения, связанного с меловым вулканизмом (Унахинский РУ, участок Иличи). Прогнозные ресурсы Au по категории P_3 — 60 т;

— Верхнеаргинский потенциальный рудный узел (Cu, Mo, Ag), перспективный на выявление объекта медно-молибден(с золотом)-порфирового типа. Прогнозные ресурсы по категории P_3 составляют: Cu — 2000 тыс. т, Mo — 116 т, Ag — 1450 т.

В пределах Амуро-Охотской минерагенической провинции:

— Унья-Бомский потенциальный золоторудный узел с золото-сульфидным оруденением в черносланцевых толщах. Прогнозные ресурсы золота по категории P_3 — 200 т.

В пределах Ханкайско-Буреинской минерагенической провинции:

— Майский потенциальный серебро-золоторудный узел — золотое оруденение, связанное с зонами минерализованных шарьяжно-надвиговых структур. Прогнозные ресурсы по категории P_3 золота составляют 330 т.

Большие перспективы на выявление медно-порфировых с золотом руд имеются в пределах Боргуликанского рудного узла.

На отработываемом с 1999 г. Покровском золоторудном месторождении добыча за все время эксплуатации составила около 20 т металла. На флангах месторождения ведутся разведочные работы, прогнозируется прирост запасов — 15 т.

На золоторудном месторождении Пионер, расположенном в 40 км севернее Покровского месторождения, ОАО «Покровский рудник» в настоящее время проводит опытно-промышленную эксплуатацию, доразведку флангов и глубоких горизонтов. Запасы золота по категории C_2 составляют 6,8 т, прогнозные ресурсы по категории P_1 — 22,8 т.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Рассматриваемая территория является горно-равнинной площадью. Климат континентальный с муссонными чертами. Годовое количество осадков – от 368 мм в бассейне р. Амур до 800 мм в горных восточных и северо-восточных районах. Осадки выпадают в основном летом (90–92 %). Реки относятся преимущественно к бассейну р. Амур, а также к бассейнам рек Алдан и Уда. Местными базисами эрозии являются русла крупных рек – Амур, Зея, Селемджа, Уда, Гонам и Алгама. Для них характерны перепады русловых отметок, порой значительные, что обусловлено сложным рельефом и различной протяженностью водотоков в пределах территории. Они составляют для р. Амур – 205–180 м, р. Селемджа – 350–175 м, р. Гонам – 850–750 м, р. Уда (с Удыхыном) – 1200–180 м, р. Алгама – 1150–880 м и р. Зея – 1600–160 м. Густота речной сети – от 0,96 км/км² на севере до 0,08 км/км² на юге. Питание рек в основном дождевое. Для небольших рек в южной части площади увеличивается доля грунтового питания, в северной части – таликового. Сезонные колебания уровней достигают 6–8 м, летние расходы в сотни раз превышают зимние. Весеннее половодье незначительное. Летние паводки обычны в июле и августе, во время муссонных дождей. Воды рек преимущественно ультрапресные, гидрокарбонатные, нейтральные или слабокислые, очень мягкие.

В долинах крупных рек развиты многочисленные небольшие пресноводные озера, в основном старичные. Их воды имеют химический состав, близкий к составу речных вод. Термокарстовые водоемы наиболее развиты на Верхнезейской равнине и в бассейне р. Селемджа. Площадь озер до 2–3 га, глубина 0,5–1 м. Их воды атмосферно-таликового питания прозрачные, слегка желтоватые, холодные, с температурой 1–3 °С. По химическому составу – гидрокарбонатные смешанного катионного состава, ультрапресные, с минерализацией 30 мг/л, слабокислые (рН = 6,1), очень мягкие, с общей жесткостью 0,13–0,25 мг-экв/л. Отмечаются незначительные содержания Cl-иона, SO₄²⁻, NO₃, Cu, Zn, Co. На слабодренлируемых участках содержание Fe³⁺ достигает 0,3–1,0 мг/л. Содержание свободной CO₂ – 17,6 мг/л, SiO₂ – 9–17 мг/л. В горных районах присутствуют подпрудные озера, из которых наиболее крупным является оз. Огорон площадью 2,8 км². Оно располагается в понижении между хребтами Соктахан и Джагды и имеет максимальную глубину 5 м. В области развития древних ледников (Становой хребет, хр. Джугдыр) часты каровые и, в Токинской котловине – моренные озера (Бол. и Мал. Токо, Сугджар, Нерунда и др.). Наиболее крупным из них является

оз. Бол. Токо, для южной оконечности которого площадь зеркала составляет 10 км², наибольшая глубина — 3 м. Вблизи плиоцен-четвертичных базальтов окононского комплекса находится оз. Оконон кальдерного генезиса.

В центральной части листа в среднем течении р. Зeya расположено Зейское водохранилище, образованное при строительстве Зейской ГЭС. Площадь водохранилища 2420 км², максимальная глубина 53 м. Гидрологический режим водохранилища определяется притоком речных вод, излиянием донных трещинных родников и спуском вод Зейской ГЭС. В питании водохранилища велика роль паводковых и таликовых вод. Вода в нем маломинерализованная, очень мягкая, гидрокарбонат-кальциевая.

Особое влияние на формирование и распространение подземных вод оказывают многолетнемерзлые породы. В горных хребтах (Становой, Джугдыр, Токинский Становик) и Токинской котловине данные породы имеют сплошное распространение и прослежены на глубину более 100 м. Остальная часть территории расположена в зоне островного распространения многолетнемерзлых пород с максимальной мощностью 70–80 м. Многолетнемерзлыми являются рыхлые кайнозойские отложения и разнообразно плотные, в том числе и скальные, образования различного состава. Последние нередко заморожены в зонах мелкой трещиноватости, в которых подземные воды находятся в виде ледяных жил и клиньев. Мощность деятельного слоя находится в прямой зависимости от литолого-петрографического состава пород, орографии района и региональных климатических условий и изменяется от 0,2 до 3,5 м. С многолетнемерзлыми породами связаны такие криогенные формы, как бугры пучения, подземные и надземные наледи, термокарстовые воронки и т. д. Мерзлые породы в гидрогеологическом отношении выполняют роль водоупоров и способствуют кратковременному скатыванию атмосферных осадков по склонам в реки. По отношению к мерзлой зоне подземные воды делятся на надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные. На северных горных реках обычны ключевые и речные наледи подземного и смешанного питания, полностью оттаивающие только в июле. Многолетняя мерзлота в совокупности со значительными осадками теплого времени и тяжелым механическим составом почв (на севере преобладают горнотундровые и горнотаежные почвы, на юге — буротаежные поверхностно-глеевые и оподзоленные) способствует образованию моховых болот (марей). Верхнезейская впадина заболочена на 50 %, бассейн р. Червинка (приток р. Селемджа) — на 90 %. Воды болот застойные, гумусно-железистые, часто — с запахом сероводорода. Питание болот дождевое и таликовое. Болота дренируются равнинными мелкими реками. Болотные воды при сезонной оттайке проникают в первые от поверхности водоносные горизонты, что ухудшает их химический состав и снижает пригодность для водоснабжения населения.

В районе интенсивно проявлена неотектоническая деятельность. Разнонаправленные неотектонические нарушения зачастую фиксируются цепочками родников, повышением трещиноватости скальных пород, что способствует формированию трещинных вод. К зонам неотектонических нарушений приурочены месторождения минеральных вод и лечебных грязей (Быссинское, Кислое Озеро).

Подземные воды на площади изучены слабо и неравномерно. Комплексными геолого-гидрогеологическими съемками масштаба 1 : 200 000 охвачено 17 % территории. В зоне БАМ составлена гидрогеологическая карта [231] и прогнозная карта ресурсов подземных вод [249] масштаба 1 : 1 500 000. Вся территория листа охвачена гидрогеологическими исследованиями масштаба 1 : 500 000.

За основу гидрогеологического районирования принята схема (рис. 5), предложенная Л. А. Островским (ВСЕГИНГЕО). Ряд структур, преимущественно в ранге района, назван нами в соответствии с устоявшимися в регионе наименованиями геоморфологических таксонов (хребтов и впадин).

Амуро-Охотский (*I*) и Байкало-Алданский (*II*) регионы соответствуют одноименным системам сложных бассейнов подземных вод: Байкало-Алданской системе бассейнов кор выветривания (трещинных, трещинно-поровых), трещинно-жильных, пластово-блоковых и пластовых и Амуро-Охотской системе бассейнов кор выветривания (трещинных, трещинно-карстовых, поровых), трещинно-жильных, пластовых, пластово-блоковых.

Амуро-Охотский регион включает Амуро-Охотскую (*I-1*) и Буреинскую (*I-2*) гидрогеологические провинции. Все водотоки региона относятся к бассейну р. Амур. В пределах Амуро-Охотской провинции выделена Янкано-Джагдинская область (*I-1-A*), которая подразделяется на четыре района: Тукурингский, Соктаханский, Селемджино-Джагдинский и Южно-Тукурингский. Первые три соответствуют одноименным хребтам горной цепи Янкан–Тукурингра–Соктахан–Джагды, последний – приурочен к зоне Южно-Тукурингского разлома. Буреинская провинция подразделена на Амуро-Зейскую область (*I-2-A*) водоносных пород мезо-кайнозойских впадин (Амуро-Зейский артезианский бассейн) и Мамыно-Хинганскую область (*I-2-B*) относительно водоносных пород доверхнемелового фундамента. В пределах Амуро-Зейской области выделяются Пиканский, Ушумунский и Ушмынский районы, в Мамыно-Хинганской области – Гонжинский, Депский, Октябрьский и Туранский районы.

Байкало-Алданский регион характеризуется устойчивым и интенсивным неотектоническим воздыманием, дренированностью густой сетью рек и ручьев с невыработанными долинами, активными криогенными процессами, большой мощностью островной и сплошной многолетней мерзлоты. Здесь преобладают температурный и морозный типы выветривания. Питание подземных вод осуществляется за счет атмосферных осадков, подтока со стороны таликов горного обрамления, подпойменных и подозерных. Все водоносные комплексы объединены в Алдано-Становую провинцию (*II-1*), которая подразделяется на Верхнегонамскую (*II-1-A*), Станово-Джугдырскую (*II-1-B*) и Удско-Зейскую (*II-1-B*) области. Для Верхнегонамской области, с преобладанием криогенных форм рельефа, региональной дренажной является р. Алдан. Характерны локальные скопления трещинных и трещинно-жильных напорных вод. В пределах Станово-Джугдырской области выделены три района: Чернышево-Становой, с разгрузкой в р. Зeya; Токинский – криогенные и криогенно-таликовые комплексы Токинской котловины с региональной

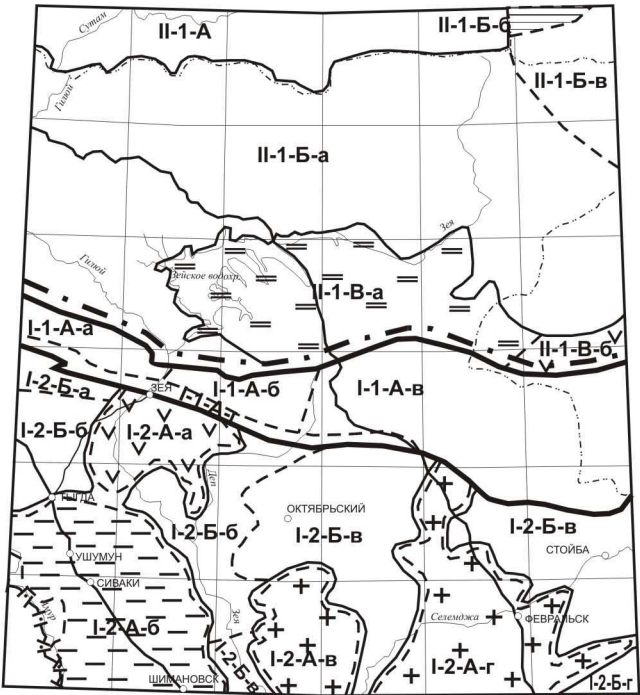
дреной р. Алдан; Джугдыро-Майский — криогенно-таликовые зоны трещиноватости с разгрузкой в р. Уда. Удско-Зейская область пластовых напорных вод включает в себя равнинные участки Верхнезейской и Удской впадин, выделяемые в качестве соответствующих районов с базисами эрозии: р. Зeya — для Верхнезейского района и р. Уда — для Удского.

Водоносные породы по степени водопроницаемости подразделяются на два этажа. К верхнему водоносному этажу относятся водоносные рыхлые породы мела-квартера (Удско-Зейская и Амуро-Зейская области), содержащие пластовые безнапорные и напорные воды. Нижний этаж включает в себя относительно водоносные зоны трещиноватости и выветривания пород домелового фундамента и является региональным водоупором для верхнего этажа. Водоупором для нижнего этажа в свою очередь являются плотные недезинтегрированные скальные породы. Воды указанных этажей диффузно смешиваются, взаимно разбавляя и обогащая друг друга.

Гидрогеологическая стратификация геологического разреза территории проведена с учетом структурно-тектонических, литолого-фациальных, генетических, гидрогеологических и геокриологических критериев. Выделены водоносные и относительно водоупорные комплексы с более дробным делением наиболее эксплуатируемого плиоцен-четвертичного водоносного комплекса на горизонты: водоносные, относительно водоносные и водоупорные. В образованиях нижнего гидрогеологического этажа выделен ряд относительно водоносных зон трещиноватости, преимущественно криогенно-таликовых, водоносные и водоупорные разломы. Характеристика гидрогеологических подразделений приводится ниже.

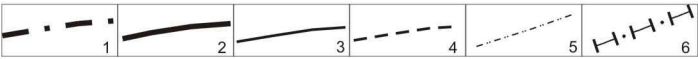
Водоносный плиоцен-четвертичный комплекс максимально проявлен в Амуро-Зейской и Удско-Зейской областях, где его мощность достигает 185–450 м. Он подразделяется по литолого-гидрогеологическим свойствам на ряд водоносных и водоупорных горизонтов. В горных участках разрез комплекса представлен преимущественно средненеоплейстоцен-голоценовым водоносным горизонтом речных пойм и террас. Только в Алдано-Становой провинции присутствуют относительно водоносный средне-верхненеоплейстоценовый гляциальный криогенный и водоупорный плиоцен-нижненеоплейстоценовый горизонты. За счет эксплуатации вод комплекса осуществляется 90–95 % хозяйственно-питьевого и промышленного водоснабжения. Практически все горизонты являются криогенно-таликовыми.

Водоносный средненеоплейстоцен-голоценовый аллювиальный горизонт сложен песками, галечниками, суглинками, супесями и щебнями речных пойм, террас и предгорных пролювиальных и делювиальных шлейфов. Верхняя часть его разреза находится в зоне аэрации. Водопроницаемость горизонта зависит от литологического состава. В песчаных и гравийно-песчаных отложениях коэффициент фильтрации составляет 8–20 м/сут, в валунно-галечных — до 300 м/сут, в глинистых породах — 0,04–4,5 м/сут. Локальными водоупорами являются слои лимнических глин и алевроитов. Развитие пойменно-русловых, подтеррасовых и подозерных таликов инфильтрационного и напорно-ильфильтрационного типа определяет тесную гидравлическую связь горизонта с подстилающими водоносными комплексами и зонами трещиноватости. Воды — надмерз-



Масштаб 1 : 5 000 000

Амуро-Охотский регион (I)											Байкало-Алданский регион (II)					
Амуро-Охотская провинция (I-1)				Буреинская провинция (I-2)							Алдано-Становая провинция (II-1)					
Янкано-Джагинская область (I-1-A)				Амуро-Зейская область (I-2-A)			Мамыно-Хинганская область (I-2-B)				Верхне-гонамская область (II-1-A)	Станово-Джугдырская область (II-1-B)	Удско-Зейская область (II-1-B)			
Р а й о н ы																
Тукурингский (I-1-A-a)	Соктаханский (I-1-A-б)	Селемджино-Джагинский (I-1-A-в)	Южнотукурингский (I-1-A-г)	Пиканский (I-2-A-a)	Ушумунский (I-2-A-б)	Ушымский (I-2-A-в)	Селемджинский (I-2-A-г)	Гонжинский (I-2-B-a)	Депский (I-2-B-б)	Октябрьский (I-2-B-в)	Туранский (I-2-B-г)	Чернышево-Становой (II-1-B-a)	Токинский (II-1-B-б)	Джугдыро-Майский (II-1-B-в)	Верхнезейский (II-1-B-г)	Удской (II-1-B-д)



Границы: 1 – регионов; 2 – провинций; 3 – областей; 4 – районов; 5 – административная; 6 – государственная

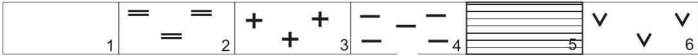


Рис. 5. Схема гидрогеологического районирования.

1 – относительно водоносные зоны трещиноватости и выветривания скальных пород (в аккумулятивных впадинах – нижний доверхнемеловой относительно водоносный этаж); 2–6 – в аккумулятивных впадинах – верхний водоносный верхнемеловой–четвертичный этаж. Крпом показан преобладающий возраст подстилающих водоупорных пород: 2 – архей; 3 – палеозой; 4 – поздний триас–юра; 5 – поздняя юра; 6 – мел.

лотные, реже — межмерзлотные. Основной источник питания — атмосферные осадки и поверхностные воды. Разгрузка идет в поймах и руслах рек, а также тыловых швах террас в виде рассеянных нисходящих родников с дебитами (л/с): Станово-Джугдырская область — 0,002–0,1, Удско-Зейская — 0,1–0,5, Амуро-Зейская — 0,3–7. Зона разгрузки пластовых вод с дебитом 60 л/с установлена в низовьях р. Эльга (правый приток р. Деп). Воды горизонта прозрачные или желтоватые, без вкуса и запаха, холодные (2–4 °С). Реакция вод — в Станово-Джугдырской области кислая (рН = 4,5–6), в равнинных областях слабокислая или нейтральная (рН = 5,9–7). Воды ультрапресные и пресные, с общей минерализацией (мг/л): Станово-Джугдырская область — 10–38; Удско-Зейская — 20–60; Амуро-Зейская — 20–884. По составу они гидрокарбонатные кальциевые, кальций-натриевые, кальций-магниевого, очень мягкие и мягкие, с общей жесткостью 0,1–1,52 мг-экв/л. В Удско-Зейской области содержание свободной углекислоты — 1,8–8,8 мг/л, SiO_2 — 5–6 мг/л, окисляемость — 3–9 $\text{мгO}_2/\text{л}$. В Амуро-Зейской области эти показатели соответственно составляют 18–57 мг/л, 8–25 мг/л и 3–7 $\text{мгO}_2/\text{л}$; в Станово-Джугдырской области — 4,4–46,2 мг/л и 12–20 мг/л. На заболоченных, слабодренлируемых участках содержание Fe^{3+} достигает 1,2–1,5 мг/л. За счет вод горизонта осуществляется водоснабжение г. Зей, сел Овсянка, Александровка и др. Дебиты колодцев 0,4–1,7 л/с, скважин — не более 2,2 л/с.

Относительно водоносный средне-верхнелепестовый гляциальный горизонт является криогенным и сложен моренными валунниками, песками и суглинками Токинской котловины. Отложения морен характеризуются хорошей фильтрационной способностью. Воды горизонта надмерзлотные, их водоупором является многолетняя мерзлота (до 100 м). Местными водоупорами являются прослойки и линзы глин и суглинков. Мощность деятельного слоя 0,4–6 м. Питание горизонта — за счет атмосферных осадков. Своеобразие его режима заключается в сезонности — чередовании твердой и жидкой фаз в течение года и в резком непостоянстве дебита, связанного с характером выпадения атмосферных осадков. Воды чистые, ультрапресные, с минерализацией 20–50 мг/л. Их химический состав тесно связан с особенностями подстилающих пород, что предполагает наличие гидравлической связи с ними гляциального горизонта. Над архейским интрузивно-метаморфическим фундаментом воды преимущественно гидрокарбонатные, над юрскими отложениями — сульфатные.

Водоупорный плиоцен-нижнелепестовый вулканогенный горизонт сложен базальтами оконской свиты в осевой части Станового хребта. Породы бронируют выходы подмерзлотных вод Станового разлома, которые фиксируются наледями по периферии базальтовых покровов.

Водоносный плиоцен-лепестовый аллювиальный горизонт сложен песками, алевритами, глинами, галечниками и щебнями аргинской и белогорской свит. Воды горизонта надмерзлотные и межмерзлотные, безнапорные или временно напорные, с атмосферно-таликовым питанием. Мерзлота, пласты глин и алевритов играют роль местных водоупоров. Коэффициенты фильтрации песков и песчано-глинистых отложений — 8–40 м/сут, алевритов и глин — 0,1–1 м/сут. Отложения дея-

тельного слоя обводнены слабо, с дебитом родников 0,01–0,5 л/с. Летом они безнапорные, зимой – слабонапорные, с образованием небольших наледей и бугров пучения. Разгрузка подземных вод происходит в тыловых швах эрозионных уступов и долинах рек в виде высачивания протяженностью 1–20 м и субаквально – в Зейское водохранилище. Высота напора вод 0,5 м, дебиты скважин 0,9–1 л/с. Дебит скважины на ст. Тыгда – 21 л/с при понижении уровня воды 2,47 м. По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатным смешанного катионного состава. Минерализация в пределах 27–103 мг/л. Реакция надмерзлотных вод – от кислой до щелочной, межмерзлотных – слабокислая до кислой (рН = 5,4–6,8). Воды мягкие, общая жесткость – не более 1 мг-экв/л. Окисляемость 3–9 мгО₂/л. На слабодренлируемых участках воды деятельного слоя содержат 1,2–6 мг/л Fe²⁺. Микрокомпонентный состав вод различен в надмерзлотных сквозных, несквозных и межмерзлотных таликах. Содержание СО₂ колеблется от 8,8–35 мг/л (межмерзлотные воды) до 84 мг/л (надмерзлотные).

Относительно водоносный олигоцен-миоценовый криогенно-таликовый комплекс сложен терригенными песками, глинами, галечниками и бурыми углями тымнинской и амуро-зейской серий. Воды межпластово-поровые, безнапорные или слабонапорные. Количество литогенных (глины, углистые глины, бурые угли) и криогенных местных водоупоров достигает 65 % разреза комплекса. В местах развития лигнитов и бурых углей за счет их окисления образуются «сухие» талики. Питание комплекса осуществляется за счет атмосферных осадков и подмерзлотных вод плиоцен-четвертичного комплекса, с которым прослеживается тесная гидравлическая связь. Наиболее активен водообмен в сезонноталых участках, талики – инфильтрационно-радиационные. Развита надмерзлотная, межмерзлотная и подмерзлотная воды. Разгрузка вод идет в пределах заболоченных микробассейнов вдоль тыловых швов пологих склонов и террас, в виде цепочек нисходящих и восходящих малodeбитных (0,05–0,7 л/с) родников. Комплекс водоносен только в летнее время.

Породы тымнинской серии (Удско-Зейская область) имеют низкие (0,22–5,5 м/сут) коэффициенты фильтрации, с повышением до 25,7 м/сут для песков. Воды холодные (0–5 °С), без вкуса и запаха, прозрачные. По составу они гидрокарбонатные кальциевые, натриево-кальциевые с большой долей магния, кислые до слабокислых (рН = 4,8–6,4), пресные и ультрапресные, очень мягкие (жесткость – не более 1 мг-экв/л). Содержание свободной СО₂ – 13,2–44 мг/л, окисляемость – 7–9 мгО₂/л. Сезонноталые воды богаты органикой и ионами Fe³⁺ (9–42 мг-экв/л).

Воды амуро-зейской серии (Амуро-Зейская область) используются для водоснабжения сел Овсянка, Сиваки, Мухино и др. Режим колодцев непостоянный с максимальным водопритокom 3,2 л/с при понижении на 3 м. Дебит скважин, пройденных в породах комплекса, не превышает 1 л/с, дебит редких родников – 0,05–0,6 л/с, после дождей – до 1,5–3 л/с. Питание атмосферное и за счет разгрузки вод более древних пород по тектоническим разломам. Водообильность комплекса увеличивается в наиболее погруженных частях впадин. Коэффициенты фильтрации глинистых песков, алевроитов и глин – 0,03–8 м/сут, слоев песчано-га-

лечникового состава — 26–77 м/сут. Воды смешанного анионного и катионного состава. Преобладают гидрокарбонатные кальциевые, кальций-натриевые, натрий-кальциевые, натриевые с существенной примесью хлор- и сульфат-ионов. Воды ультрапресные и пресные с минерализацией 30–290 мг/л, очень мягкие и мягкие (общая жесткость 0,46–2,5 мг-экв/л), слабокислые ($\text{pH} = 6,2\text{--}6,4$). Содержание (мг/л): свободной CO_2 — 6,6, SiO_2 — 8–34, железа — 0,05–3,6.

Водоносный верхнемеловой–эоценовый криогенно-таликовый комплекс включает в Удско-Зейской области отложения калининской и пальпагинской свит, в Амуро-Зейской — завитинской, цагаянской, кивдинской и райчихинской свит. Он сложен песками, песчаниками, алевролитами, глинами, галечниками разной степени литификации и трещиноватости. Выходы подземных вод на поверхности не встречены. Воды пластово-поровые, пластовые, с чередованием литогенных и криогенных водопоров и водоносных пластов. Комплекс включает в себя межмерзлотные и подмерзлотные напорные воды. В их формировании большое значение имеют крупные зоны тектонических нарушений, по которым осуществляется подток из ниже- и вышележащих водоносных комплексов. Кроме того, комплекс подпитывается за счет инфильтрации атмосферных осадков.

В Удско-Зейской области коэффициенты фильтрации верхнемеловых отложений 0,04–5 м/сут. Воды прозрачные, без цвета, вкуса и запаха, холодные (1,5–5 °C). По химическому составу они гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией 121–194 мг/л; $\text{pH} = 6,9\text{--}7,3$. Содержание (мг/л): CO_2 — 6–8, SiO_2 — 16–30, J — 0,008–0,03, F — 0,1–0,2.

В Амуро-Зейской области величина напора воды в скважинах достигает 100–200 м, при самоизливе 3 м. Дебит скважин 2,2–7,1 л/с при понижениях 2,5–4,8 м. Коэффициенты фильтрации пород комплекса 0,1–20 м/сут. Воды гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 108–342 мг/л. Они очень мягкие (общая жесткость — до 1 мг-экв/л), слабо кислые до нейтральных ($\text{pH} = 6,5\text{--}7$). Содержание SiO_2 — 18–34 мг/л, железа — 0,5–12 мг/л.

Водоносная зона трещиноватости ранне-позднемеловых интрузивных пород объединяет пластово-трещинные, трещинно-жильные воды в экзогенно измененных гранитах, гранодиоритах и монцонитах верхнеамурского, буриндинского, меунского, ираканского и удского интрузивных комплексов. Питание зоны атмосферно-таликовое с водоупором в виде мерзлых пород нижней части деятельного слоя и глин зоны выщелачивания. Режим зоны сезонный, с резким уменьшением ее водоносности в сухое время. Воды зон выветривания и трещиноватости используются для водоснабжения местных жителей. Колодцы вскрывают воду на глубине 3–11 м. Их суточный водозабор 5–6 м³, к концу апреля — не более 1 м³. Воды зоны безнапорные и напорные, с разгрузкой в виде высачиваний и родников с дебитом 0,01–0,8 л/с. Дебиты скважин, пройденных в выветрелых гранитах — 0,16–2,2 л/с при понижениях 0,95–42 м. Коэффициенты фильтрации пород 0,02–0,26 м/сут. Воды прозрачные, без вкуса и запаха, холодные (0,5–1 °C). По составу они гидрокарбонатные кальциевые, кальций-магниевого, магний-кальциевые и

смешанного катионного состава с появлением в зонах разломов катиона натрия. Здесь воды становятся кальций-натриевыми и натрий-кальциевыми. Воды зоны ультрапресные и пресные (минерализация 30–385 мг/л), очень мягкие до мягких (общая жесткость 0,1–1,94 мг-экв/л), кислые и слабокислые ($\text{pH} = 5,6\text{--}6,7$). Содержание свободной CO_2 – 6,7–11 мг/л, SiO_2 – 7,6–18,4 мг/л, окисляемость – 6–8 $\text{мгO}_2/\text{л}$.

Далее описываемые *относительно водоносные зоны трещиноватости и выветривания* являются *криогенно-таликовыми*, в Алдано-Становой провинции – до *криогенных*. Их воды – трещинно-жильные, трещинно-пластовые, имеют атмосферно-таликовое питание, разгружаются в виде ручьев, участков высачивания и заболачивания и малodeбитных родников нисходящего и восходящего типов. Выделяются подземные воды деятельного слоя и надмерзлотные, реже – межмерзлотные. Водоупорами для них служат монолитные породы, мерзлые породы нижних горизонтов. Практическое значение вод зон трещиноватости мало. Они используются для водоснабжения отдельных сел.

Относительно водоносная зона трещиноватости меловых вулканогенно-осадочных пород прослеживается в породах талданской, поярковской, сэгангринской, бомнакской, вангинской и галькинской свит и бурундинской толщи: андезитах, базальтах, риолитах, дацитах и их туфах, а также конгломератах, алевролитах, песчаниках молчанской, стрелкинской, боконской, нагорненской, амагаласской и уганской свит и малотындинской серии. Коэффициенты фильтрации в вулканитах 0,01–4 м/сут. Дебиты нисходящих сосредоточенных родников 0,04–0,5 л/с. Воды напорные с величиной напора 40–180 м. Дебиты скважин 0,08–0,5 л/сут при понижении уровня воды 48–9,3 м. По химическому составу воды гидрокарбонатные магниевые, магний-кальциевые, калий-магниевые, кальций-натриевые, натриевые, в Алдано-Становой провинции – калий-натриевые или смешанного катионного состава с преобладанием ионов K^+ и Na^+ . Воды пресные и ультрапресные (минерализация 30–360 мг/л), очень мягкие и мягкие (жесткость 0,2–4,8 мг-экв/л). Содержание SiO_2 – до 15 мг/л, железа – 0,1–1 мг/л. В осадочных отложениях коэффициенты фильтрации 0,04–0,16 м/сут, с максимумом до 24 м/сут. Воды прозрачные, без запаха, слегка желтоватые. Источники рассеянные нисходящие, безнапорные, в отдельных скважинах – напорные с высотой напора 90–100 м. По составу воды гидрокарбонатные кальциевые, реже – кальций-магний-натриевые, в Верхнегонамской области – азотно-гидрокарбонатные калий-натрий-кальциевые. Они ультрапресные (минерализация 15–42 мг/л), очень мягкие (жесткость 0,4–0,6 мг-экв/л), слабокислые ($\text{pH} = 6$). Содержание свободной CO_2 – 15–40 мг/л, SiO_2 – 12–15 мг/л, окисляемость – 0,5 $\text{мгO}_2/\text{л}$.

Относительно водоносная зона трещиноватости позднелюрских–раннемеловых интрузивных пород сложена гранитоидами тындинско-бакаранского и мадагачинского интрузивных комплексов. Для вод характерен смешанный состав вод с крайне изменчивым набором анионов и катионов. Это гидрокарбонатные, хлорид-гидрокарбонатные, гидрокарбонатные сульфатно-хлоридные воды с переменными комбинациями ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} и Na^+ . Преобладающие надмерзлотные воды ультрапресные (минерализация 10–95 мг/л), очень мягкие (жесткость 0,1–0,12 мг-экв/л). Межмерзлотные

воды более жесткие и минерализованные (минерализация 77–150 мг/л, жесткость 1–2 мг-экв/л). Реакция вод – от кислой до нейтральной ($\text{pH} = 5,3\text{--}7,3$). Содержание свободной CO_2 – 9–53 мг/л, SiO_2 (только в межмерзлотных водах) – 12–20 мг/л.

Относительно водоносная зона трещиноватости и выветривания верхнеюрских терригенных пород сложена песчаниками, конгломератами, алевролитами и каменными углями депской и беркакитской свит. За счет экзотермических реакций при окислении углей формируются талики, которые обеспечивают поступление подмерзлотных и межмерзлотных вод в верхние горизонты, где они изливаются в виде малodeбитных нисходящих родников. Состав вод хлорид-гидрокарбонатный кальций-натриевый, магний-кальций-натриевый с минерализацией 14–130 мг/л, кислой реакцией ($\text{pH} = 5\text{--}5,8$).

Относительно водоносная зона трещиноватости верхнетриасовых-юрских терригенных пород сложена песчаниками, алевролитами, конгломератами, известняками, туффитами и каменными углями Депского района и сагаянской толщи (Буреинская провинция). Коэффициенты фильтрации трещиноватых пород 0,09–0,12 м/сут. Дебиты родников менее 1 л/с, скважин при самоизливе – 0,1–13,3 л/с. Воды безнапорные и напорные, с напором не более 50 м. По составу воды гидрокарбонатные кальций-натриевые, кальций-магниевого, натриевого. Воды ультрапресные и пресные (минерализация 40–380 мг/л), мягкие (жесткость 1–7 мг-экв/л), слабокислые до нейтральных ($\text{pH} = 6,1\text{--}6,9$). Содержание свободной CO_2 – 10–20 мг/л, SiO_2 – 8–15 мг/л.

Относительно водоносная зона трещиноватости каменноугольных – среднеюрских терригенно-вулканогенных пород сложена метапесчаниками, филлитами, сланцами и известняками Селемджино-Джагдинского района Янкано-Джагдинской области. Водоносные зоны трассируются нисходящими источниками с дебитами 0,2–2 л/с. Воды источников гидрокарбонатные, хлорид-гидрокарбонатные, над зелеными сланцами – сульфат-гидрокарбонатные с переменным содержанием катионов кальция, магния и натрия. Они ультрапресные и пресные (минерализация 20–300 мг/л), очень мягкие (жесткость 0,15–1,14 мг-экв/л), с реакцией от слабокислой до слабощелочной ($\text{pH} = 6\text{--}7,5$). Содержание свободной CO_2 – 6,6–26,4 мг/л, SiO_2 – 6–16 мг/л, окисляемость – 4–10 мг O_2 /л.

Относительно водоносная зона трещиноватости позднекаменноугольных – раннепермских интрузивных пород охватывает Южно-Туруингский район Янкано-Джагдинской области и сложена габбро, диоритами, плагиогранитами и гипербазитами пиканского, урушинского и златоустовского интрузивных комплексов. Коэффициент фильтрации пород меняется от 0,01 до 3,1 м/сут. Дебиты нисходящих родников 0,01–2,5 л/с. Вода гидрокарбонатная натриевая, кальций-магниевого или с переменным количеством катионов кальция, магния и натрия. Постоянная примесь сульфат-иона, преобладающего над хлор-ионом. Воды ультрапресные до пресных (минерализация 30–200 мг/л), очень мягкие (жесткость 1,09 мг-экв/л), кислые до слабокислых ($\text{pH} = 5,7\text{--}6,5$). Содержание свободной CO_2 – 6,7–25 мг/л, SiO_2 – 8–15 мг/л.

Относительно водоносная зона трещиноватости девонских – нижнепермских терригенных пород приурочена к песчаникам и алевролитам, часто

известковистым, и известнякам свит и толщ соответствующего возраста в пределах Мамыно-Хинганской области Буреинской провинции. Отложения этого возраста практически безводны. Разгрузка малодебитных родников, как правило, происходит в виде пластовых выходов в понижениях рельефа и обуславливает заболоченность. Воды гидрокарбонатные кальциевые, пресные и ультрапресные (минерализация 30–150 мг/л), мягкие и очень мягкие (жесткость 0,48–2,53 мг-экв/л), слабокислые (рН = 6,2–6,6). Содержание свободной CO_2 – 8,8–30,8 мг/л.

Относительно водоносная зона трещиноватости силурийско-девонских вулканогенно-осадочных пород охватывает терригенные и зеленые сланцы и известняки Тукурингского и Соктаханского районов Янкано-Джагдинской области. Преобладают сосредоточенные родники с гидрокарбонатными водами переменного натрий-магний-кальциевого катионного состава. Воды ультрапресные и пресные (минерализация 35–200 мг/л), очень мягкие и мягкие (жесткость 0,15–2,53 мг-экв/л), от слабокислых до слабощелочных (рН = 5,9–7,5). Содержание свободной CO_2 – 4,4–20 мг/л, SiO_2 – 1,2–20,6 мг/л.

Относительно водоносный комплекс силурийских терригенных пород сложен кварцевыми песчаниками и конгломератами, алевролитами и базальтами мамынской свиты (Октябрьский район Мамыно-Хинганской области). Воды надмерзлотные, гидрокарбонатные натрий-кальциевые с сульфатной жесткостью 1,6–66 мг-экв/л. Суточный водозабор колодцев 2 м³.

Относительно водоносная зона трещиноватости палеозойских магматических пород Мамыно-Хинганской области сложена гранитами, сиенитами и габбро кивилийского, суларинского, октябрьского, тырмо-буреинского и харинского интрузивных комплексов и риолитами октябрьской и манегрской толщ. Воды зоны используются для водоснабжения г. Шимановск, поселков Широкий, Дорожный. Суточный водозабор колодцев – 3–5 м³. Воды надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные изливаются в виде нисходящих сосредоточенных родников с дебитами 0,1–0,8 л/с, реже пластовых выходов. Дебиты скважин 0,06–1,6 л/с при понижениях уровня от 2 до 60 м. Воды бесцветные или слабо-желтоватые, без вкуса и запаха, холодные (1–5 °С). По составу они гидрокарбонатные смешанного катионного состава, натриевые, кальций-натриевые, пресные и ультрапресные (минерализация 23–360 мг/л), мягкие (жесткость до 1,8 мг-экв/л), слабокислые до нейтральных (рН = 6,1–6,9). Содержание (мг/л): SiO_2 – до 18, сульфат-ионов – 2–10, катионов железа – около 0,4.

Относительно водоносный комплекс венд-нижнекембрийских карбонатных пород сложен известняками, доломитами и песчаниками чагойанской, сухарниковской свит и косматинской толщи. Выходы вод комплекса фиксируются частыми нисходящими родниками с дебитами около 0,01 л/с в обрывах рек. В пределах карбонатных пород развиты карстовые полости и воронки до 10–30 м в поперечнике, которые встречаются до глубины 40–50 м. Воды гидрокарбонатные кальциевые, магний-кальциевые.

Относительно водоносная зона трещиноватости раннепротерозойских метаморфогенных пород отмечается в Гонжинском и Октябрьском районах Мамыно-Хинганской области и ограниченно в Чернышево-Становом районе Станово-Джугдырской области. Она сложена терригенными

и зелеными сланцами и гнейсами гонжинской, гарьской, джелтулакской, сугджарской, армейской и учурской серий. Воды разгружаются в виде небольших безнапорных потоков и нисходящих малодебитных родников. Максимальный дебит скважин 40 м³/ч. Воды гидрокарбонатные, хлорид-гидрокарбонатные магний-кальциевые, натрий-магний-кальциевые, пресные (минерализация 100–557 мг/л), преимущественно мягкие (жесткость до 3,7–4,6 мг-экв/л), слабокислые до нейтральных. В водах содержатся (мг/л): SiO₂ – до 18, сульфат-ион – до 20, ионы железа – до 1,2. Их окисляемость – до 12 мгО₂/л.

Относительно водоносная зона трещиноватости раннепротерозойских интрузивных пород изучена слабо. Она охватывает граниты, сиениты и гранодиориты бекетского, тукурингского, позднестанового и верхнесутамского интрузивных комплексов. Дебиты источников этой зоны полностью зависят от количества атмосферных осадков. Воды ультрапресные, сульфатные, хлорид-гидрокарбонат-сульфатные натриевые, калий-натриевые, слабокислые (рН = 6,3–6,5). Содержание свободной СО₂ – 3–11 мг/л.

Относительно водоносная зона трещиноватости архейских метаморфических и интрузивных пород широко развита в Байкало-Алданском регионе и ограничено – в Мамыно-Хинганской области Буреинской провинции Амуро-Охотского региона. Воды надмерзлотные и межмерзлотные, безнапорные, изливаются в виде нисходящих родников и пластовых выходов с дебитами 0,05–2 л/с. За счет межмерзлотных вод происходит водоснабжение пос. Береговой. Особенностью химизма вод является их пестрый смешанный анионно-катионный состав. Преобладают сульфатно-гидрокарбонатные, хлорид-гидрокарбонатные воды с существенной примесью соответственно анионов хлора и сульфата, кальций-магнєвые, магний-кальциевые, реже – натриевые и натрий-кальциевые. Воды преимущественно ультрапресные (минерализация 8–70 мг/л), очень мягкие. Надмерзлотные воды слабокислые до нейтральных, межмерзлотные – слабощелочные (рН = 7,5–8). Содержание свободной СО₂ – 2,6–44 мг/л. Окисляемость – 4–8 мгО₂/л.

Относительно водоупорный комплекс докембрийских интрузивных пород сложен габброидами и гипербазитами хорогочинского, лучинского, кергелийского, майско-джанинского, идюмо-тырканского, амурского, брянтинского, верхнеундытканского, верхнесутамского, лучанского и депского интрузивных комплексов. В пределах этих комплексов родники не наблюдаются, но они встречены по контурам интрузивных массивов на контактах с другими породами, где имеют дебиты 0,6–0,7 л/с. Температура воды 0,5 °С. Воды хлорид-сульфатные, хлорид-карбонатные кальций-магнєвые, железисто-кальций-магнєвые.

Большое значение для формирования, накопления и разгрузки подземных вод площади играют разрывные структуры, как древнего заложения, так и новейшие.

Водоносные разломы древнего заложения. Наиболее значимыми из этих структур являются Становой, Северо-Тукурингский и Южно-Тукурингский разломы, которые трассируются водопроницаемыми зонами диафторитов и тектонитов шириной до нескольких километров и разграничивают Алдано-Становую, Амуро-Охотскую и Буреинскую провинции.

Становой разлом контролируется наледями и наледными долинами. Протяженность наиболее крупных наледей (долины рек Авгенкур, Аюмкан, Луча и др.) достигает 2–2,5 км. Расходы питающих наледи источников 2–9 л/с.

Северо-Тукурингский разлом трассируется цепью рассеянных родников с водообильностью 1–1,5 л/с и сквозными подрусовыми таликами на участках речных долин, пересекающих разрывное нарушение. В зимний период в местах разгрузки вод образуются наледи. В участках развития наледей минерализация вод возрастает до 100–330 мг/л за счет вымораживания солей и увеличения содержания гидрокарбонат-иона до 97–190 мг/л. Воды межпластовые напорные, с напором 92–182 м. Они прозрачные, пресные, без запаха, холодные (11–12 °С), но значительно теплее вод перекрывающих и вмещающих тектониты комплексов. Содержание свободной CO_2 – до 10–26,4 мг/л, SiO_2 – 14–26 мг/л. Реакция – от нейтральной до слабощелочной. Воды относятся к гидрокарбонатно-сульфатным кальциевым, кальциево-натриево-магниевым, от жестких до очень мягких (жесткость 0,78–7,9 мг-экв/л). Содержание CO_2 – до 26,4 мг/л, SiO_2 – до 26 мг/л. Окисляемость – 2,8–5 мг O_2 /л.

Южно-Тукурингский разлом трассируется цепью нисходящих родников с малыми дебитами (0,06–0,17 л/с), зимой образующих наледи. Глубина обводненных пород достигает 150 м. Температура вод родников, изливающихся в зоне разлома, возрастает до 5–5,5 °С при температуре вод с менее глубокой циркуляцией 0,5–2 °С. Воды трещинно-жильные, прозрачные, пресные и ультрапресные, кислые и нейтральные.

Новейшие водоносные разломы, подновляющие в четвертичное время разломы более древнего заложения, имеют субмеридиональное и северо-восточное простирание. Они фиксируются сериями открытых трещин, способствующих циркуляции вод. В связи с этим возрастают коэффициенты фильтрации вмещающих пород. Трещинно-жильные воды новейших разломов изливаются в виде цепочек нисходящих сосредоточенных и рассеянных родников с повышенными дебитами (5–20 л/с). В гидрокарбонатных водах появляется значительная примесь сульфат-иона до превращения их в гидрокарбонатно-сульфатные с повышенной (180–500 мг/л) минерализацией. Температура воды повышается до 5 °С. Меридиональные новейшие разломы в западной части Верхнезейской впадины (долины рек Темна, Сирик, Дуткан и др.) фиксируются появлением опалесцирующих вод с запахом сероводорода. В долине р. Темна воды приобретают солоноватый вкус, воды остальных источников – без цвета и вкуса. Они слабокислые (рН = 6,2–6,8), содержание свободной CO_2 – 22 мг/л, SiO_2 – 12 мг/л.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Для оценки эколого-геологической обстановки территории листа использованы геологические материалы предшественников и данные эколого-геологических исследований масштаба 1 : 1 000 000 [176].

На жизнеобеспечение человека, существование животного и растительного мира площади воздействует сложный комплекс факторов, как природных, так и обусловленных производственной деятельностью предприятий.

Природные геологические факторы. Климатические факторы. Одним из основных климатообразующих факторов является солнечная радиация. По общей продолжительности солнечного сияния — 1900—2580 ч/год — территория уступает только Забайкалью. Положительный баланс солнечной радиации удерживается с марта по октябрь. Климат площади формируется под воздействием циклонической деятельности на сочленении Азиатского материка и акваторий Тихого и Северного Ледовитого океанов. Азиатские антициклоны с частыми вторжениями арктического воздуха обеспечивают сухую холодную зиму со средними температурами января от минус 30 до минус 35 °С и незначительным по мощности снежным покровом, не защищающим почву от сезонной мерзлоты. В летний период на регион существенное влияние оказывают северо-тихоокеанские антициклоны и южноазиатские циклоны. Под влиянием последних после продолжительных дождей создается паводковая ситуация на водотоках. На крупных реках — Амур, Зея, Селемджа — возможны катастрофические наводнения с подъемом уровня рек на 6—8 м и разрушением прибрежных населенных пунктов. Так, паводок 1928 г. практически полностью разрушил г. Зея, 1958 г. — большинство сел вдоль р. Амур. Значительные паводки отмечались в 1972, 1984, 2003 гг. Плотины Зейской ГЭС регулирует сток верхней части р. Зея, но все же опасность наводнения на р. Зея сохраняется из-за ее большого водосбора. В горных районах, где расположены поселки золотодобытчиков и проходит трасса БАМ, уровень даже небольших ручьев, протекающих в каньонах, поднимается на 2—3 м. При этом повреждаются автомобильные дороги и железнодорожные насыпи. Иногда наблюдаются селевые потоки. Так, в 1991 г. сель парализовал движение по автотрассе Зея—Снежногорский, разрушив мост через р. Алленга. Весенние паводки незначительны с ледовыми заторами на р. Амур. Вегетационный период с температурой воздуха выше 5 °С составляет 155—138 дней, что позволяет выращивать в центральных и южных равнинных районах большинство сельскохозяйственных культур, однако особенности климата обуслови-

вают отнесение территории к зоне рискованного земледелия. В северных районах в отдельные годы заморозки возможны на протяжении всего лета. Суровость и длительность зимы (отопительный сезон — 220–260 дней в году) учитывается при проектировании различных сооружений.

Экзогенные факторы. Существенную роль в формировании климата играет рельеф. В пределах горных хребтов зима и лето значительно холоднее, чем в равнинных юго-западных районах. В горных районах обычна температурная инверсия: холодный воздух вытесняет теплый при стекании со склонов в межгорные долины и котловины. Здесь часты затяжные туманы.

Вся территория расположена в зоне многолетней мерзлоты. Мощность ее увеличивается от 6 м на юге до 100 м и более — на севере. Летом верхний слой мерзлых грунтов оттаивает на глубину 0,2–2,5 м в зависимости от местных условий. Оттаивающий (деятельный) слой летом сильно насыщается влагой, что приводит к заболачиванию площади и образованию марей. Неоттаявший слой мерзлоты препятствует проникновению вглубь дождевых осадков, что приводит к переувлажнению деятельного слоя и усугублению паводковой ситуации. Для районов с мерзлыми грунтами характерны такие явления, как бугры пучения, термокарсты, грунтовые и речные наледи. Они мешают хозяйственной деятельности человека, в том числе сельскохозяйственным и геологоразведочным работам. Часто нарушаются наледями и буграми пучения автодорога, связывающая пос. Стойба и Февральск с областным центром, а также насыпь трассы БАМ. Термокарстовые озера размером до 10–20 га часто встречаются на Верхнезейской равнине и в междуречье Селемджа–Нора.

Русловая эрозия рек Амур и Зeya разрушает берега в участках врезания русел рек в коренное ложе, угрожает прибрежным селам. В равнинных и низкогорных участках рек Зeya и Селемджа повсеместно развита боковая эрозия, выражающаяся в подмыве и разрушении береговой линии, сложенной преимущественно рыхлыми кайнозойскими осадками. В паводковый период она может разрушить большинство сел, расположенных вдоль рек.

В пределах Амуро–Зейской и Верхнезейской равнин, сложенных песчано-галечным, супесчано-суглинистым материалом, под воздействием дождевых и склоновых талых вод образуются овраги. Наиболее густая сеть активно развивающихся оврагов наблюдается в Амуро–Зейском междуречье.

На площадях развития известняков (окрестности поселков Чагоян, Октябрьский, Смирновка и др.) развиты береговые карстовые пещеры глубиной не более 20 м, карстово-суффозионные воронки. Опасности для населения они не представляют.

Слабая минерализация поверхностных питьевых вод с отсутствием в них йода и фтора создает повышенный риск заболеваний зубов и щитовидной железы. Район опасен по заболеванию клещевым энцефалитом.

Эндогенные факторы. Территория листа подвержена современному воздыманию блоков земной коры с различной скоростью (10–25 мм/год), сопровождающемуся сейсмической активностью от 5 до 8 баллов. Большая часть населенных пунктов расположена в зонах 5–6-балльных землетрясений. Разгрузка очагов землетрясений здесь происходит в

виде спорадических толчков с магнитудой 2–3 балла, не опасных для человека. Крайне опасно положение г. Зея и ст. Огорон, находящихся на сочленении разнонаправленных новейших разломов в зоне 7–8-балльных землетрясений, в результате которых могут возникнуть чрезвычайные ситуации (разрушение зданий, крушение поездов и т. д.), вплоть до катастрофических — при прорыве плотины Зейской ГЭС. Землетрясения с магнитудой 3–4 балла ощущаются в г. Зея в среднем каждые 15 лет (1974, 1991, 2004 гг.). В 1911 г. здесь произошло землетрясение интенсивностью в эпицентре 6–7 баллов. В 1972 г. в западной части площади произошло Гилюйское землетрясение с интенсивностью 8 баллов. Пятибалльный эффект отмечался в г. Зея [85].

На площади листа известны два потухших плиоцен-четвертичных вулкана: Оконовский и Быссинский. Последний раз они извергались не позднее позднего неоплейстоцена и в настоящее время опасности не представляют.

Эколого-геохимическая обстановка. Природная геохимическая обстановка площади преимущественно благоприятная. Природные, преимущественно точечные, аномалии урана и тория с интенсивностью гамма-излучения 50–100 мкР/ч и более расположены в бассейнах рек Гилюй и Унаха. Здесь же известны проявления радиоактивного сырья. Данные аномалии имеют преимущественно ториевую природу.

Оценка суммарного загрязнения или повышенных концентраций элементов I–III класса опасности в донных отложениях проводилась при геолого-экологических исследованиях масштаба 1 : 1 000 000 [176]. Выделены донные потоки рассеяния по суммарному коэффициенту загрязнения (Z_c). Основная масса водотоков имеет допустимую и умеренно опасную степени концентрации этих элементов. Чрезвычайно опасная степень концентрации установлена в двух местах:

- р. Улагач, левый приток р. Тыгда ($Z_c = 144$). Высокие коэффициенты концентрации (K_c) имеют As (113), Ba (19). В непосредственной близости находится Покровское золоторудное месторождение. По водотокам ведется отработка россыпных месторождений золота;

- р. Лев. Кучулым ($Z_c = 820$). Высокие значения K_c имеют Ag (800), Ba (13). Природа столь высокого содержания серебра не выяснена. Техногенное загрязнение сомнительно. Здесь же фиксируется ореол чрезвычайно опасной степени концентрации этих элементов в породах литогенной основы, находящийся вне выделяемых минерагенических зон. В литогенной основе чрезвычайно опасные концентрации элементов I–III класса опасности установлены также в следующих местах:

- бассейн р. Ниж. Стойба с р. Селемджа ($Z_c = 42-65$): As, Ba, Be;
- верховья рек Ига и Янсай ($Z_c = 44-64$): Ag, Ba, Be, As;
- бассейны рек Тыгда, Улунга, Арби: ($Z_c = 36-49$): As, Ba, Be;
- верховья р. Десс (правый приток р. Брянта) ($Z_c = 101$): As, Pb, Ba, Be, Ag, Zn.

Все ореолы пространственно совпадают с известными рудными узлами. Повышенное содержание в почве и воде Ba при пониженном Ca стимулирует развитие болезней суставов.

Руды ряда проявлений и Ланского месторождения приурочены к участкам новейшего подновления субширотных разломов. Аналогичная

минерализация установлена разведочными работами в истоках р. Брянта (Брянтинское вулканическое поле). Среди геолого-промышленных типов руд выделяются кварц-диккитовый, карбонатный, лиственитовый. В аллювиальных осадках присутствуют шлиховые ореолы киновари. Содержание ртути — 0,01–0,5 %.

Радиогенные и ртутные природные очаги загрязнения совпадают с районами золотодобычи и оказывают негативное воздействие на здоровье работников золотодобывающих компаний.

Техногенные факторы. Районы традиционной золотодобычи и окрестности приисковых поселков (Октябрьский, Кировский и др.) подверглись интенсивному загрязнению металлической ртутью. Это связано со спецификой применявшейся до 1990 г. технологии извлечения золота путем его амальгамации. При этом практически не исследовались пути ее миграции, аккумуляции и преобразования в анаэробных условиях в органические соединения (метил–ртуть), а также воздействие на здоровье местного населения. Так, крупнообъемное опробование отвалов гидравлической добычи возле бывшего прииска «Апрельский» показало уровень загрязнения ртутью — до 10 ПДК (2000 мг/кг). В районе прииска «Октябрьский» содержание ртути в отвалах отработок 1930–1970 гг. достигает 10 000 мг/кг (до 50 ПДК). Отработанные россыпи золота загрязнены ртутью на большую глубину [176]. В настоящее время преобладают безртутные технологии извлечения металла. Однако постоянно вовлекаются в повторную эксплуатацию отвалы отработок, которые ранее были загрязнены металлической ртутью. Это приводит к активизации захороненной ртути, интенсификации ее механической миграции и расширению ореолов ртутного загрязнения вниз по течению рек. При совмещении природных и техногенных ореолов ртути усугубляется негативное воздействие паров этого металла на здоровье человека. В Зейском и Шимановском районах, где сосредоточены участки старательских отработок, смертность от новообразований выше, чем в среднем по Амурской области [176]. Кроме того, не изучено влияние на здоровье населения г. Зея употребления в пищу рыбы, вылавливаемой в Зейском водохранилище ниже устья р. Гилуй. Данная река с ее притоками отличается высокими концентрациями техногенной ртути в донных отложениях.

Покровское золоторудное месторождение, расположенное в 10 км от железнодорожной ст. Тыгда, отрабатывается методом кучного выщелачивания золота цианидами. По данным горно-экологического мониторинга [186], степень загрязнения подземных вод цианидами не превышает допустимую. Добыча руды сопровождается скважинным водоотливом, что привело к формированию глубокой депрессионной воронки, достигающей участка кучного выщелачивания. Гидрохимический режим подземных вод испытывает изменения, максимальные для относительно слабоводоносной зоны трещиноватости верхнетриасовых–юрских пород. Установлено загрязнение подземных вод нефтепродуктами, свинцом, алюминием, фенолами от допустимого до чрезвычайно опасного. Местный фон содержания элементов в почвах характеризуется повышенными (в пределах допустимого) содержаниями рудогенных элементов: Ag, As, Zn, Pb, Cu, Ni, Mn, Bi. Атмогеохимические исследования (отбор проб снега и воздуха) показывают наличие элементов-загрязнителей воз-

духа (редкоземельных и рудогенных) в пределах норм, установленных для воздуха рабочей зоны. На месторождении работает золотообогащительная фабрика, для которой ведется тщательный экологический мониторинг. Для ст. Тыгда Покровский рудник экологической опасности не представляет.

В Зейском водохранилище содержание и сток органического вещества превышает ПДК в несколько раз [97]. Доля загрязнения от древесины, не вырубленной при затоплении ложа водохранилища, составляет 3–5 %. Среди органики преобладает торф из болот зоны затопления, а также попадающий в водохранилище при волновой абразии его берегов. В устье р. Гилюй отмечаются ледовые заторы высотой 12–14 м, при этом уничтожаются лесные прибрежные массивы Зейского заповедника. За время работы Зейской ГЭС из водохранилища в нижний бьеф поступило 22 млн т органических веществ. Воды водохранилища содержат 2,1 млн т органики. Сток фенолов за 25 лет работы ГЭС составил 5 тыс. т. Загрязнение водохранилища органикой препятствует периодическим попыткам разведения в нем рыб чистых водоемов (омуля, пеляди, муксуна). В то же время происходит частичная самоочистка водохранилища путем выноса плавника и плавающих торфяных полей на его берега.

По территории листа проходят две железнодорожные магистрали: Транссибирская и Байкало-Амурская. Имеется ряд автодорог областного значения, преимущественно с грунтовыми покрытиями. Основная часть грузоперевозок приходится на Транссибирскую железную дорогу и федеральную автотрассу «Амур» (Чита–Хабаровск), идущую вдоль нее. Вдоль этих магистралей выявлено сильное загрязнение экосферы, прежде всего углеводородами, свинцом, цинком, кадмием, сернистыми соединениями, бензапиреном. В полосе шириной 2 км вдоль автотрассы «Амур» на листьях деревьев летом лежит толстый слой пыли, часты очаги кислотных ожогов травы и листы, выгоревшие участки леса. Повышен шумовой фон. Вследствие этих причин в придорожных поселках, а также в г. Шимановск повышена относительно среднего показателя по области заболеваемость туберкулезом и сердечно-сосудистыми заболеваниями [176]. В полосе БАМ и областных автодорог, где грузопоток незначителен, экологическая обстановка близка к допустимой. Здесь практически отсутствует захламленность железнодорожного полотна бытовыми отходами из пассажирских поездов. На Транссибе она значительна.

Реки Амур и Зея загрязнены ртутью, органикой и свинцом. В местах базирования старательских артелей, а также вдоль автодорог часто происходит пролив нефтепродуктов на почву, что приводит к ее загрязнению и уничтожению растительности, иногда уникальной. Нефтепродукты, попадая в водотоки, пагубно влияют на ихтиофауну. Зарыбленность рек и ручьев за последние 30 лет уменьшилась в несколько раз.

Крайне неблагоприятное воздействие на окружающую среду оказывает совместное складирование твердых бытовых и промышленных отходов, а также минеральных удобрений и ядохимикатов. Так, в г. Шимановск содержание пестицидов в почве достигает 50 ПДК, фенолов и углеводородов — до 30 ПДК. Остро стоит проблема утилизации и захоронения токсичных отходов жизнедеятельности. Обычны несанкци-

онированные свалки. Мусор, в том числе автопокрышки, пластиковые изделия и т. д., в лучшем случае сжигается с выделением в атмосферу элементов I–III классов опасности: Pb, метан, Cd и др. В худшем случае эти токсичные вещества заражают почву и ближайшие водотоки с полным уничтожением в них живых организмов.

До конца не изучено влияние на территорию космодрома «Свободный», который расположен южнее. Отделяемые части запускаемых с него ракет падают в Зейском районе. Возможно нарушение природной среды в зоне строительства нефтепровода «Тайшет–Находка», который пройдет по площади листа.

В целом, учитывая слабую заселенность территории, экологическая обстановка на большей ее части благоприятная или удовлетворительная. Напряженная обстановка определяется в районах традиционной золотодобычи: Октябрьский и Дамбукинский золотороссыпные узлы, окрестности пос. Стойба – из-за высокого техногенного загрязнения ртутью. Аналогичная обстановка сохраняется в полосе, прилегающей к Транссибирской железнодорожной магистрали автодороги «Амур», из-за совокупности техногенных опасностей. Кризисной, несмотря на результаты мониторинга, является обстановка вблизи Покровского рудника (суммарное воздействие вероятного загрязнения цианидами, техногенной ртутью в долинах окрестных ручьев, рудогенными элементами I–III класса опасности). Кризисная обстановка в г. Шимановск обусловлена высокой загрязненностью (более 50 ПДК) пестицидами и нефтепродуктами и расположением города на главных транспортных магистралях. В малонаселенных районах Дамбукинского золотороссыпного узла, где расположены участки старых отработок россыпей золота, загрязненные техногенной ртутью и совмещенные с высокой (более 32 ПДК) природной радиоактивностью, экологическая обстановка также является кризисной.

В регионе ведется систематический экологический мониторинг перечисленных факторов, угрожающих человеку и природной среде. Отслеживаются нарушения экологической среды при геологоразведочных и добывающих работах. Ведется мониторинг водной среды в реках Амур и Зeya, а также в Зейском водохранилище.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Со времени составления Госгеолкарты-1000/2 на территории листа N-52 были проведены значительные объемы ГСР-50 и ГДП-200, тематические работы разной направленности, поисковые, поисково-оценочные и разведочные работы (в основном на золото). Полученные материалы позволили переинтерпретировать имеющиеся данные и по-новому взглянуть на многие геологические проблемы территории района. Предлагаемый комплект Госгеолкарты-1000/3 во многом отличается от комплекта предшествующего издания. Основные отличия сводятся к следующему.

- Описание геологического строения района, в соответствии с требованиями Инструкции.... [50], произведено на основании уточненной схемы геолого-структурного районирования. В пределах Алдано-Станового щита и Буреинского массива в качестве основных элементов районирования выделены блоки, в складчатых областях — структурно-формационные зоны, разделенные на подзоны (иногда — на стратиграфические районы), преимущественно магматические орогенные образования мезозоя объединены в вулканоплутонические зоны, терригенные орогенные образования мезозоя и кайнозоя описываются на уровне впадин и прогибов.

- Более полно изучен состав метаморфических серий алдания. Уточнены состав и мощность разрезов и РТ-условия формирования позднеархейских иликанской, купуринской и усть-гилюйской серий.

- Существенно уточнено расчленение магматических образований докембрия на интрузивные комплексы. Впервые в пределах территории листа на Алдано-Становом щите выделен и описан кунманьенский дайковый комплекс. Выделены раннеархейские перидотит-габбровые кергелийский и хорогочинский комплексы, дамбукино-ларбинский эндербитовый комплекс раннего архея.

- Возраст джелонской свиты ограничен средней—поздней юрой. Более точно обоснован возраст боконской свиты (первая половина неокома). Формирование этой свиты начинается на границе юры и мела.

- Уточнено расчленение осадочно-вулканогенных меловых отложений, скоррелированы их разрезы.

- Уточнены разрезы кайнозойских отложений Верхнезейской впадины и Амуро-Зейской группы впадин.

- В соответствии с Легендой ДВСЛ [209] расчленены интрузивные образования палеозоя и мезозоя.

- В тектонике района выделены: древние платформы — Сибирская платформа и Буреинский массив; альпийская платформа (комплекс основания — Амурская складчатая область; главный орогенный комплекс —

вулканические прогибы и впадины, интрузивные массивы Становой, Удско-Куйдусунской, Зейско-Амурской и Восточно-Буреинской вулканоплутонических зон; эпиплатформенный орогенный комплекс – впадины и базальтовые поля Восточно-Азиатского рифтового пояса; краевые системы. Выделены структурные этажи, крупнейшие складчатые ансамбли и дизъюнктивы.

– На карте полезных ископаемых показаны все месторождения и проявления рудных и нерудных полезных ископаемых, наиболее важные шлиховые и геохимические ореолы рассеяния.

– В тексте объяснительной записки охарактеризованы наиболее интересные месторождения и проявления золота, каменного угля, цветных металлов, железа, титана с сопутствующими ванадием и платиноидами, поделочных камней, строительных материалов.

– Впервые составлена прогнозно-металлогеническая карта на формационной основе. Оценены прогнозные ресурсы ряда полезных ископаемых, в том числе золота (рудного и россыпного), серебра, меди, никеля, платины и кобальта, что позволяет увеличить ресурсный потенциал страны на эти виды минерального сырья.

– Впервые приведена эколого-геологическая характеристика территории.

– Составлены базы данных: палеонтологическая, палинологическая, полезных ископаемых, радиогеохронологических датировок, петрохимических данных, памятников природы и др., а также база метаданных.

Вместе с тем многие вопросы геологии территории листа так и не получили однозначного решения.

– По-прежнему остается слабо обоснованным возраст метаморфических, ультраметаморфических, метасоматических и интрузивных комплексов докембрия Алдано-Станового щита: датировки современными методами, признаваемые надежными, единичны; для докембрийских образований Буреинского массива современные радиологические датировки вовсе отсутствуют.

– Недостаточно изучены и отражены на геологической карте морфология, внутреннее строение и фазовый состав магматических тел многих plutonических комплексов докембрия.

– Остается нерешенным вопрос о надежности схемы расчленения и возрасте палеозойских отложений Янкано-Джагдинской СФЗ.

– Мало надежных изотопных датировок ранне- и позднемеловых интрузивных комплексов, для многих массивов они вообще отсутствуют. Имеющиеся единичные датировки для некоторых массивов не укладываются в современные схемы корреляции интрузивных комплексов.

– Не получил окончательного решения вопрос о возможности обнаружения на территории листа больших объемных золоторудных месторождений в «черносланцевых» толщах.

Для решения перечисленных и множества других проблем необходимо проведение геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 (с сопутствующими поисками) в пределах Алдано-Станового щита, Амуро-Охотской СС (в Унья-Бомском РПУ) и Буреинского массива (в Октябрьском и Майском РПУ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Агафоненко С. Г., Серезжников А. Н., Яинов А. Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Тугурская. Лист N-52-XXX. Объяснительная записка. (В печати).
2. Анерт Э. Э. Богатства недр Дальнего Востока. — Хабаровск—Владивосток: Книжное дело, 1928. 932 с.
3. Барвенко В. А. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист N-52-XV. — Л.: ВСЕГЕИ, 1981.
4. Барвенко В. А. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Становая. Лист N-52-XVII. — Л.: ВСЕГЕИ, 1981. 87 с.
5. Барвенко В. А., Ляховкин Ю. С. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист N-52-XVI. — Л.: ВСЕГЕИ. 1986, 1988. 80 с.
6. Барвенко В. А., Сорокин А. П. Кайнозойские отложения Верхнезейской впадины // Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока. — Владивосток, 1977.
7. Барвенко В. А., Сорокина А. Т., Борзистая С. И. Криогенез и водоносность пород Верхнезейского артезианского бассейна // Гидрогеологические условия мерзлой зоны. — Якутск: Кн. изд-во, 1976, с. 6—12.
8. Бибикова Е. В., Грачева Т. В., Другова Г. М. U-Pb возраст гранулитового комплекса (Алданский щит) // ДАН СССР, 1989, т. 304, № 4, с. 949—952.
9. Буряк В. А., Михайлов Б. К., Цимбалюк Н. В. Генезис, закономерности размещения и перспективы золото- и платиноносности черносланцевых толщ // Руды и металлы, 2002, № 6, с. 25—36.
10. Буряк В. А., Пересторонин А. Е. Маломыр. Первое крупное золоторудное месторождение суходожского типа в Приамурье. — Благовещенск—Хабаровск, 2000. 48 с.
11. Буряк В. А., Хмелевская Н. М. Сухой Лог — одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). — Владивосток: Дальнаука, 1977.
12. Варнавский В. Г. Палеогеновые и неогеновые осадочные формации юга материковой части Дальнего Востока // Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. — Владивосток, 1979, с. 37—54.
13. Васькин А. Ф. Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист N-52-IX. — М.: Мингео СССР, 1971, 1974. 47 с.
14. Васькин А. Ф. Геологическое строение и история развития Восточного Становика в докембрии. Автореф. канд. дис. — Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
15. Васькин А. Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Удская. Лист N-53—VII. Объяснительная записка. — М.: Недра, 1981, 1985. 48 с.
16. Васькин А. Ф. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист N-52-XXXV. — М.: Мингео СССР, 1986, 1988. 166 с.
17. Волкова Ю. Р., Игнатенко Н. Н., Попов М. А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Зейская. Лист N-51-XXX. Объяснительная записка. (В печати).

18. Вольский А. С., Васькин А. Ф., Забродин В. Ю., Старченко В. В. Аргунский и Буреинский массивы и Селемджинская геосинклинально-складчатая система // Геология зоны БАМ. Т. 1. Геологическое строение. — Л.: Недра, 1988, с. 221–255.

19. Вольский А. С., Вольская И. П., Карсаков, Л. П. Стратиграфия докембрия Гонжинского выступа (Верхнее Приамурье). Стратиграфия Дальнего Востока. — Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1978. 41 с.

20. Воскресенский С. С., Махова Ю. В., Костомаха В. А. и др. Геоморфология Амуро-Зейской равнины и низкогорья Малого Хингана. — М.: Изд-во МГУ, 1973. Ч. 1. 276 с.

21. Гамалея Ю. Н. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Джугджурская. Лист N-53-I. Объяснительная записка. — М.: Недра, 1966, 1969. 88 с.

22. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка / Л. И. Красный, А. С. Вольский, Пэн Юньбао и др. — СПб—Благовещенск—Харбин: МПР РФ, Мин. геол. и мин. ресур. КНР, 1999. 135 с.

23. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист N-52, (53) — Зейя / Отв. ред. Е. М. Заблоцкий. — Л.: ВСЕГЕИ, 1985. 128 с.

24. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. Масштаб 1 : 500 000 / Сост. М. В. Мартынюк, А. Ф. Васькин, А. С. Вольский, И. П. Вольская и др. — Хабаровск: ПГО «Дальгеология», 1983. 134 с.

25. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка / Сост.: М. В. Мартынюк, А. Ф. Васькин, А. С. Вольский и др. Науч. ред. Л. И. Красный. Хабаровск. 1991. 51 с.

26. Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. Методическое пособие / Отв. ред. В. А. Глебовицкий, В. И. Шульдинер. — СПб: ВСЕГЕИ, 1996, с. 170, 272–275.

27. Геология зоны БАМ. Т. I. Геологическое строение / Гл. ред. Е. А. Козловский. — Л.: Недра, 1988.

28. Геология Северо-Восточной Азии. Т. III. Магматизм. — Л.: Недра, 1973.

29. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область / Гл. ред. Л. И. Красный. — Хабаровск: ДВТГУ, 1973.

30. Геология Якутской АССР / Гл. ред. Л. И. Красный. — М.: Недра, 1981, с. 8–10.

31. Гидрогеология СССР. Т. XXIII. Хабаровский край и Амурская область. — М.: Недра, 1971. 509 с.

32. Гиммельфарб Г. Б., Белоножко Л. Б., Заборский В. Ю. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Становая. Лист N-52-VI. — М.: Недра, 1971. 85 с.

33. Гиммельфарб Г. Б., Калганов Е. Н., Федоров Е. Е. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист N-52-III. — М.: ВАГТ, 1969. 41 с.

34. Глубинное строение и некоторые особенности геологии и металлогении территории восточной части БАМ / В. В. Пуриг, Г. В. Дитмар, В. А. Максимовский и др. 1977.

35. Глуховский М. З., Кислякова Н. Г., Буфеев Ю. В. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист N-52-II. — М.: ВАГТ, 1969. 47 с.

36. Годзевиц Б. Л. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Становая. Лист N-51-XII. Объяснительная записка. — М.: ВСЕГЕИ, 1976.

37. Годзевиц Б. Л. Основные структуры и стратиграфия архея Становой складчатой области. — Владивосток: ДВГИ, 1978. 39 с.

38. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист O-52, (53) — Томмот / Ред. Е. П. Миронюк. — Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 107 с.

39. Государственная геологическая карта СССР с объяснительной запиской. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист N-52, (53) — Зейя. — М.—Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 88 с.

40. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2004 г. Вып. 29. Золото. Т. VII. Дальневосточный федеральный округ. Ч. 5. Амурская область. — М.: РФГФ, 2004.

41. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2004 г. Вып. 91. Уголь. Т. VIII. Дальневосточный федеральный округ. Амурская область. — М.: РФГФ, 2004.

42. Желинский В. М. Мезозойская угленосная формация Южной Якутии. — Новосибирск: Наука, 1980. 119 с.

43. Заблоцкий Е. М. К петрологии мезозойских интрузивных образований Становой складчатой области // Геология и геофизика, 1968, № 4, с. 32–43.

44. Заблоцкий Е. М. Магматические формации мезозойской эпохи активизации Становой области // Особенности геологического строения и полезные ископаемые территории, прилегающей к трассе БАМа. — Л.: ВСЕГЕИ, 1978, с. 5–20.

45. Забродин В. Ю. Зоны смятия. — М.: Наука, 1977. 107 с.

46. Забродин В. Ю., Бородин А. М., Гурьянов В. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). Дальневосточная серия. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист N-53 — Шантарские острова. Объяснительная записка. СПб, 2007.

47. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. И. Тектоника литосферных плит территории СССР. — М.: Недра, 1990.

48. Зубков В. Ф. Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-52-XXVII. — М.: Недра, 1972. 60 с.

49. Зубков В. Ф. Геологическая карта СССР и карта полезных ископаемых СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист N-52-XXXIV. — М.: Мингео СССР, 1978, 1980. 89 с.

50. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения) / С. И. Стрельников, В. В. Старченко, А. И. Бурдэ и др. — СПб: ВСЕГЕИ, 2003. 240 с.

51. Казмин Ю. Б. Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Становая. Лист N-52-IV. — М.: ВАГТ, 1963. 115 с.

52. Караванов К. П. Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-52-XXV. Объяснительная записка. — М.: Мингео СССР, 1976. 64 с.

53. Карсаков Л. П. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Становая. Лист N-52-XI. — М.: Мингео СССР, 1972, 1974. 102 с.

54. Карсаков Л. П. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Становая. Лист N-52-XII. — М.: Мингео СССР, 1975, 1980. 98 с.

55. Карсаков Л. П. Глубинные гранулиты. — М.: Наука, 1978. 151 с.

56. Карсаков Л. П. Докембрий восточной части Станового хребта // Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. — Владивосток, 1975, с. 27–39.

57. Карсаков Л. П. Метаморфические комплексы Приамурья // Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. — Л.: Наука, 1983, с. 66–97.

58. Карсаков Л. П. Особенности метаморфизма гранулитового комплекса Восточного Становика и вопросы глубинности гранулитовой фации // Вопросы магматизма и оруденения Дальнего Востока. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973, с. 167–168.

59. Карсаков Л. П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии. Автореф. док. дис. — Хабаровск: ИТиГ, 1995. 88 с.

60. Карсаков Л. П., Чжао Чуньцзин, Горошко М. В. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1 : 500 000. — Владивосток — Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.

61. Кац А. Г., Бородин В. А. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Становая. Лист N-52-I. — М.: Мингео СССР, 1969. 44 с.

62. Кириллова Г. Л., Турбин М. Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. — М.: Наука, 1979. 114 с.

63. Козырев С. К., Волкова Ю. Р., Игнатенко Н. Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Зейская. Лист N-51-XXIV. Объяснительная записка. (В печати).

64. Красный Л. И. Глобальная система геоблоков. — М.: Недра, 1984. 224 с.
65. Ларин А. М., Котов А. Б., Ковач В. П. и др. Этапы формирования континентальной коры Джугджуро-Становой складчатой области в свете новых геохронологических и изотопных данных // Фундаментальные проблемы геологии и тектоники Северной Евразии (тез. докл.). — Новосибирск: СО РАН, 2001, с. 38–39.
66. Ларин А. М., Котов А. Б., Ковач В. П. и др. Этапы формирования континентальной коры Джугджуро-Становой складчатой области (Sm-Nd изотопные данные по гранитизации) // Геология и геофизика, 2002, т. 43. № 4, с. 395–399.
67. Ларин А. М., Сальникова Е. Б., Котов А. Б. и др. Позднеархейские гранитоиды Дамбукинского блока Джугджуро-Становой складчатой области: формирование и преобразование континентальной коры в раннем докембрии // Петрология, 2004, т. 12, № 3, с. 245–263.
68. Лишневский Э. Н., Овчинников Л. Н. Основные черты стереометаллогении восточного фланга зоны БАМ // Геология рудных месторождений, 1977, № 5, с. 55–73.
69. Лошак Н. П. Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Становая. Лист N-52-X. — М.: Мингео СССР, 1971. 116 с.
70. Магматические формации раннего докембрия территории СССР / Отв. ред. А. К. Шуркин, Р. П. Митрофанов, В. М. Шемякин. — М.: Недра, 1980.
71. Майборода А. А. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-52-XXIX. — М.: Мингео СССР, 1970, 1983. 88 с.
72. Мамонтов Ю. А. Геологическая карта СССР и карта полезных ископаемых с объяснительной запиской. Масштаб 1 : 200 000. Лист N-52-XX. — М.: Мингео СССР, 1968, 1972. 46 с.
73. Материалы Второго Дальневосточного петрографического совещания. — Владивосток, 1973.
74. Микаилов Б. А., Терещенко Л. В., Панкина С. А. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист N-52-V. — М.: Мингео СССР, 1971. 87 с.
75. Миронюк Е. П., Пушкарев Ю. В., Тимашков А. Н., Костянов А. И. Изотопный возраст древнестановых плагиигранитов (Алданский щит) // ДАН, 1996, т. 349, № 6, с. 800–803.
76. Моисеенко В. Г., Эйриш Л. В. Золоторудные месторождения Востока России. — Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
77. Моисеенко В. Г., Степанов В. А., Эйриш Л. В., Мельников А. В. Платиноносность Дальнего Востока. — Владивосток: Дальнаука, 2004. 176 с.
78. Московиченко Н. И. Эндогенные циклы и режимы формирования докембрийской коры Джугджуро-Становой складчатой области // Геология, тектоника, петрология и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Геохронология. — Иркутск, 1987, с. 188–190.
79. Мошкин В. Н. О докембрийском магматизме Станового хребта и Джугджуро // Геологическое строение СССР. Т. 2. — М.: Госгеолиздат, 1958, с. 128–130.
80. Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н., Зленко Н. Д. Раннедокембрийские интрузивные образования хр. Джугджуро и восточной части хр. Станового // Докембрий. — Л.: ВСЕГЕИ, 1967, с. 70–164.
81. Мошкин В. Н., Шпак Н. С. Раннедокембрийские метаморфические образования восточной части хр. Джугджур // Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 122. — Л.: ВСЕГЕИ, 1967, с. 5–59.
82. Недашковский П. Г. Петрогеохимические типы и рудоносность гранитоидов Дальнего Востока. — М.: Наука, 1980. 204 с.
83. Нестеренко С. П. Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Становая. Лист N-52-VIII. — М.: Мингео СССР, 1966, 1968. 64 с.
84. Николаев В. В. и др. Сейсмотектоника, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового. — Новосибирск: Наука, 1982. 150 с.
85. Николаев В. В., Семенов Р. М., Солоненко В. П. Сейсмология Монголо-Охотского линеамента (восточный фланг). — Новосибирск: Наука, 1979. 113 с.

86. Окунева Т. М. Биостратиграфия триаса Дальнего Востока и Забайкалья // Тихоокеанская геология, 2002, № 6, с. 3–30.
87. Окунева Т. М., Зонина Т. Д. и др. Атлас мезозойской морской фауны Дальнего Востока России. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 234 с.
88. Ольков В. В. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-52-XXIII. — М.: Мингео, 1973, 1975. 86 с.
89. Павленко М. В. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-52-XIX. — М.: Госгеолкомитет, 1965. 131 с.
90. Разломы региона БАМ и их металлогеническое значение (по данным космических съемок) / М. А. Белобородов, Г. М. Иванов, В. С. Коген, А. Л. Ставцев // Разломы и эндогенное орудование Байкало-Амурского региона. — М.: Наука, 1982, с. 34–46.
91. Рассказов С. В., Бовен А. и др. Среднечетвертичный вулканический импульс в Олекмо-Становой подвижной зоне: ^{40}Ar - ^{39}Ar датирование вулканитов Токинского Становика // Тихоокеанская геология, 2000. № 4, с. 19–28.
92. Рассказов С. В., Иванов А. В. и др. ^{40}Ar - ^{39}Ar и K-Ar датирование вулканических пород альба Приамурья и Забайкалья // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. — СПб.: ЦИК, 2003, с. 410–412.
93. Решения II Дальневосточного межведомственного стратиграфического совещания. (Владивосток, 1965 г.). — Л., 1971. 106 с.
94. Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР (Владивосток, 1978). — Магадан, 1982. 181 с.
95. Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990). — Хабаровск: Дальгеология, 1994. 124 с.
96. Российский металлогенический словарь / Гл. ред. А. И. Кривцов. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. 320 с.
97. Савченко И. Ф., Савченко М. Н. Экология дальневосточных водохранилищ: проблемы органического загрязнения // Экология и промышленность России, февраль 1999 г., с. 19–23.
98. Сигов В. Ф. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Становая. Лист N-52-XVIII. — М.: Мингео СССР, 1975, 1981. 88 с.
99. Скатынский Ю. П. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Становая. Лист N-52-XIII. — Хабаровск: ДВГУ, 1965, 1967. 84 с.
100. Смелов А. П., Ковач В. П. и др. Тектоническое строение и возраст фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона // Отечественная геология, 1998, № 6, с. 6–10.
101. Сорокин А. А. Геодинамическая эволюция восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Авторефер. докт. дис. — СПб, 2005. 49 с.
102. Сорокин А. П. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист N-52-XXXI. — М.: Мингео СССР, 1976.
103. Сорокин А. П. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист N-52-XXXII. — М.: Мингео СССР, 1976.
104. Сорокин А. П. Морфоструктуры и кайнозойские россыпи золота Приамурья. — М.: Наука, 1990.
105. Сорокин А. П. Схема стратиграфического расчленения плиоценовых и четвертичных аллювиальных отложений Зейско-Буреинского бассейна // Четвертичные отложения юга Дальнего Востока и сопредельных территорий. Материалы VI ДВ МРСС. — Хабаровск: Хабаровскгеология, 2001, с. 24–25.
106. Сухин М. В. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист N-52-XXXIII. — М.: Госгеолтехиздат, 1960. 87 с.
107. Сухин М. В., Васькин А. Ф. Новые данные о формационном расчленении домеловых гранитоидов запада Буреинского массива // Эндогенные процессы и металлогения в зоне БАМ. — Новосибирск: Наука, 1983, с. 109–114.
108. Тектоника, глубинное строение и минералогия Приамурья и сопредельных территорий / Авт.: А. С. Вольский, Г. А. Шатков, Л. И. Красный и др. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 190 с.

109. *Турбин М. Т.* Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-52-XXII. — Л., 1967. 50 с.
110. *Турбин М. Т.* Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-52-XXIV. — М.: Мингео СССР, 1975, 1981. 95 с.
111. *Федоровский В. С., Молостовский Э. Л.* Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Становая. Лист N-52-XIV. — М.: Мингео СССР, 1962, 1965. 41 с.
112. *Фролов Ф. С.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист N-52-XXXVI. — М.: Мингео СССР, 1977. 80 с.
113. *Чемеков Ю. Ф., Сей И. И., Седова М. А., Бурилина Л. В.* Стратиграфия рыхлых отложений Амуро-Зейской депрессии // Сов. геология, 1960, № 2, с. 17–38.
114. *Шиханов В. В.* Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист N-52-XXI. — М.: Мингео СССР, 1973, 1976. 110 с.
115. *Шиханов В. В.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист N-52-XXVIII. Объяснительная записка. — М.: Недра, 1982. 92 с.
116. *Шиханов В. В.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-52-XXVI. — М.: Мингео СССР, 1983. 94 с.
117. *Щербина Ю. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-52-XXX. — М.: Мингео СССР, 1969, 1974. 116 с.
118. *Ялыничев В. В.* Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Становая. Лист N-52-VII. — М.: Мингео СССР, 1973, 1976. 60 с.

Фондовая*

119. *Абрамович Ш. Л., Коген* и др. Окончательный отчет по геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на площади листов N-52-3-Б, г; 4-А-В; 15-Б; 16-А. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Ниж. Джелинда (Сутамский золотосносный район). — М.: ВАГТ, 1970.
120. *Абрамович М. Л., Синцера Е. А.* и др. Аэрофотogeологическое картирование масштаба 1 : 50 000. Листы N-51-10, 11, 21, 22, 23, 24, 34, 35, 36, 46, 47, 58, 59. М.: Аэрогеология, 1981.
121. *Агафоненко С. Г., Усов И. О., Мавринская С. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Большой и Малый Иракан, Онони, Якодокит (отчет Ираканской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной в 1990–1993 гг. на территории листов N-52-32-Г, N-52-33-В, N-52-45-А, Б, В, Г, N-52-46-В). Благовещенск: ГГП «Амургеология», 1995.
122. *Агафонов Ю. А., Ким З. Д.* Отчет о результатах поисковых работ на каменный уголь, проведенных в западной и восточной частях Гербикино-Огоджинской угленосной площади. (Сугодинский объект, 1989–1992 гг.). Свободный: АмурГРЭ, 1994.
123. *Агафонов Ю. А., Бошштейн В. Е.* Отчет о результатах количественной и геолого-экономической оценки ресурсов углей Амурской области по состоянию на 1.01.1998 г. — Благовещенск: КПр АО, 1998.
124. *Акаткин В. Н., Матикаева А. М.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ, проведенных на золоторудном Пионерском месторождении в 1987–1990 гг. (Пионерский объект). Свободный: АмурГРЭ, 1991.
125. *Андреев А. И., Бондаренко Г. В., Демина В. А.* Отчет о результатах детальной разведки Быссинского месторождения термоминеральных вод с подсчетом эксплуата-

* Материалы, место хранения которых не указано, находятся в АТГФ.

- ционных запасов на 10.03.1993 г. (Быссинский объект, 1991–1994 гг.). – Свободный: АмурГРЭ, 1994.
126. *Андреев Н. П., Яхно П. А., Лобов А. И., Чеботарева В. Н.* и др. «Проведение литохимической съемки масштаба 1 : 200 000 по потокам рассеяния на площади листов N-53-XXVII, N-52-XXIX, N-52-XXXVI» (Отчет по Селемджинскому объекту за 1995–2002 гг.). – Благовещенск: ФГУП «Амургеология», 2002.
127. *Афанасов М. Н., Лопатинский Г. С., Сенкевич В. Г.* Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейнах верхнего течения рек Джелтула, Бол. Иликан, Мал. Иликан. – Хабаровск: ДВГУ, 1966.
128. *Афанасов М. Н., Сенкевич В. Г.* и др. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейнах рек Талги и Талмы. – Хабаровск: ДВГУ, 1968.
129. *Афонченков С. А.* Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ в пределах Бурундинского агатонского поля в 1984–1986 гг. Село Красное, Хабаровский кр.: Далькварцсамоцветы, 1986.
130. *Афонченков С. А., Пасечник В. М.* Бурундинское месторождение сердолика. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на участках «БАМ» и «Финальный» Бурундинского месторождения сердолика в 1987–1990 гг. Село Красное, Хабаровский кр.: ДВГРЭ Далькварцсамоцветы, 1990.
131. *Бараков Н. И., Ермаков А. Л.* и др. Отчет о результатах предварительной разведки на Покровском золоторудном месторождении в Магдагачинском районе Амурской обл. Свободный: АмурГРЭ, 1983.
132. *Бараков Н. И., Савинков В. И.* Отчет Вангинского отряда о результатах поисково-оценочных работ и предварительной разведки Вангинского месторождения цеолитов в 1991–1994 гг. Зeya: ООО а/с «Гилуй», 1994.
133. *Барвенко В. А., Борзистая С. И.* и др. Геологическое строение, полезные ископаемые и гидрогеологические условия территории листа N-52-XV. Свободный: КГРЭ, 1973.
134. *Барвенко В. А., Майструк О. П., Вахтомин К. Д.* и др. Геологическое строение, полезные ископаемые и гидрогеологические условия территории листа N-52-XVII. Зeya: АКГРЭ, 1978.
135. *Барвенко В. А., Балтачев С. В.* и др. Геологическое строение, полезные ископаемые и гидрогеологические условия территории листа N-52-XVI и инженерно-геологические условия территории листов N-52-XV и N-52-XVI. Свободный: КГРЭ, 1979.
136. *Бегунков И. Т.* Отчет о геолого-поисковых работах в бассейне среднего течения рек Тыгда и Сиваки, Тыгдинского района Амурской области. Хабаровск: ДВГУ, 1955.
137. *Безкоровайный Л. П., Рулев А. К.* и др. Отчет о результатах геосъемки и поисков масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейне р. Иликан. Зeya: АмурРайГРУ, 1973.
138. *Безкоровайный Л. П.* Отчет о результатах геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейне среднего течения р. Унаха. Зeya: Зейская ГСП, 1976.
139. *Белов В. К., Гурба Н. Г., Грабовников Л. В.* и др. Проект на проведение разведочных работ в пределах Маломырского месторождения на 2005–2006 гг. Объект «Маломырский». – М.: ОАО «Покровский рудник», ФГУП «Урангео», 2005. 216 с.
140. *Бирюлькин Г. В., Бирюлькина Е. С., Седенко С. В.* Геологическая карта Республики Саха (Якутия) масштаба 1 : 500 000. Алдан, 2001.
141. *Богданович В. И.* Отчет о поисковых и поисково-оценочных работах на облицовочный камень в Зейском и Сковородинском районах Амурской области. Зeya: Зейская ПСЭ, 1992.
142. *Бомштейн В. Е., Шахов Н. В., Грезин Б. Я.* Минерально-сырьевая база строительных материалов Амурской области. Свободный: АКРГЭ, 1990.
143. *Бомштейн В. Е.* Оценка и учет прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых территории Амурской области по состоянию на 1.01.1998 г. Каолинизированные полевошпат-кварцевые пески. Благовещенск: КПП АО, 1998.

144. *Бондаренко Е. И., Пан В. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые района прииска Октябрьского. Отчет Калахтинской партии о результатах ГСР масштаба 1 : 50 000, проведенных в верховьях рек Бол. Калахта и Бол. Желтулак. Хабаровск: ДВГУ, 1962.

145. *Буряк В. А., Гуменюк В. А., Лошак Н. П.* и др. Разработать и внедрить рекомендации по первоочередным направлениям ГРР на рудное золото в зоне БАМ. Хабаровск: ДВИМС, 1990.

146. *Бучинский А. А., Батюков С. И., Манкевич А. Н.* Гидрогеологические условия листов N-52-XXXIII, XXXIV (отчет о геосъемке масштаба 1 : 500 000 Кухтеринской партии за 1961 г.). Хабаровск: ДВГУ, 1963.

147. *Бучинский А. А., Батюков С. И., Кульгавюк В. Д.* Гидрогеологические условия листа N-52-XXVI и южной половины листа N-52-XX. Хабаровск: ДВГУ, 1963.

148. *Бучинский А. А., Марухин Н. Т.* Отчет о результатах дополнительных гидрогеологических и гидрохимических исследований на водозаборе ст. Зейск БАМ, выполненный в 1983 г. (участок Западный). Хабаровск: ХКГРЭ, 1983.

149. *Бушин В. Я.* Геологическое строение и полезные ископаемые верхнего течения рек Ульма и Иса. Отчет о результатах подготовительных работ групповой геолсъемки масштаба 1 : 50 000, проведенной в 1990–1991 гг. Листы N-52, M-52. Селемджинский и Мазановский районы. Хабаровск: КПСЭ ПГО «Таежгеологии», 1991.

150. *Васькин А. Ф.* Легенда Буреинской серии листов второго издания Госгеолкарты-200. Хабаровск: ДВИМС, 1998.

151. *Вахтомин К. Д.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Кивили, Кучулым Прав., Кучулым Лев. Отчет Мельгинского-86 участка по специализированной геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Зeya: Зейская ГСП БПСЭ, 1988.

152. *Волкова Ю. Р., Головизнин М. П., Любарская Л. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Зeya. Отчет Гармаканской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной в 1988–1995 гг. на территории листов N-52-74-Б-в, г; N-52-75-Б, Г; N-52-76-А, Б, В, Г. Благовещенск: ГГП «Амургеология», 1995.

153. *Волкова Ю. Р., Беликова Т. В., Рыбалко В. А.* Геологическая карта Амурской области масштаба 1 : 500 000 (Отчет по теме 001). Благовещенск: ГГП «Амургеология», 1996.

154. *Вольская И. П., Вольский А. С.* Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в бассейнах рек Уркан, Бол. Тында, Арби, Буринда на территории листов N-51-71-Г, б, г; 72-В-Г; 82-В-Г; 83-А-в, Б-б, в, г; 83-В, Г. Свободный: АмурРайГРУ, 1978.

155. *Выионов Д. Л.* Геолого-геохимическая оценка Верхнего Приамурья. Автореф. канд. дис. Благовещенск, 2005.

156. *Выионов Л. Д., Варнавский А. В.* и др. Геохимическая и геофизическая основа геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 листов N-51, N-52, M-52. Благовещенск: ФГУГП «Амургеология», 2003.

157. *Выионов Д. Л., Савенко Л. В., Мавринская С. А., Артеменко А. О.* Отчет по литохимической съемке масштаба 1 : 200 000 по потокам рассеяния в бассейне нижнего течения р. Селемджа на площади листов N-52-XXXIII, XXXIV, XXXV за 2001–2005 гг. (Бурундинский объект). Благовещенск: ФГУГП «Амургеология», 2005.

158. *Готов В. Д., Ковтонюк Г. П., Сорокин А. П., Бучко И. В.* Прогнозные ресурсы золота техногенных россыпей, отработанных за 1955–1990 гг. в Амурской области. Благовещенск: АмурНЦ ДВО РАН, 1997.

159. *Глуховский М. З., Микаилов Б. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Ниж. Джалинда, Бол. Даурка и верховьев р. Бранты. Лист N-52-II. 1962.

160. *Глуховский М. З., Васютина Л. Г.* Окончательный отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000 на территории листов N-52-7-А, Б, В, Г; N-52-8-А, Б, В, Г; N-52-19-А, Б, В, Г. М.: Аэрогеология, 1974.

161. *Годзевич Б. Л., Головизнин М. П., Петрук В. Н.* Отчет о результатах групповой геосъемки масштаба 1 : 50 000 зоны БАМ в бассейнах рек Бранты, Кохани, Мульмути,

- Дымкоуль, Мульмугакан (листы N-52-39-A, Б; 40, 41-42-A). Хабаровск: Дальгеология, 1981.
162. *Годзевич Б. Л.* Прогнозная оценка золотоносности отложений Палеозои на юго-западной окраине Верхнезейской впадины. Хабаровск: ДВИМС, 1986.
163. *Горошко М. В., Уралов В. И., Осипов А. Л.* Отчет о результатах прогнозно-поисковых работ на уран масштаба 1 : 50 000 в междуречье Джагарма–Купури (Унинский объект) за 1992–1994 гг. Хабаровск: Таежная ГЭ, 1994.
164. *Гурьянов В. А.* Легенда Джугджурской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Хабаровск: ХГГП, 1998.
165. *Домчак В. В.* Отчет партии № 3 по литохимической съемке масштаба 1 : 200 000 на Верхнезейской и Притуранской (Северная часть) площадях за 1990 г. Александров: ОМЭ «Центргеофизика», 1991.
166. *Домчак В. В., Конюшенко Г. Ф., Трушкин А. Н.* и др. Отчет партии № 3/94–99 по литохимической съемке масштаба 1 : 200 000 на Среднезейской площади за 1995–1998 гг. Александров: ГП ОМЭ, 1998.
167. *Домчак В. В., Третьяков В. Н., Конюшенко Г. Ф.* и др. Отчет партии № 3/86–88 по литохимической съемке масштаба 1 : 200 000 на Восточно-Становой площади (БАМ) за 1986–1988 гг. Александров: ОМЭ ПГО «Центргеофизика», 1989.
168. *Домчак В. В., Третьяков В. Н., Конюшенко Г. Ф.* и др. Отчет партии № 3/99–02 по литохимической съемке масштаба 1 : 200 000 по потокам рассеяния на площади листов N-52-XX, XXI, XXII, XXVI, XXVII, XXVIII (Октябрьский объект) за 1999–2002 гг. Александров: ФГУП «Александровская ОМЭ», 2003.
169. *Дураченко П. И.* и др. Отчет о результатах разведки с подсчетом запасов Биссинского месторождения подземных вод для водоснабжения станции Февральск БАМ. 1983.
170. *Евласьев А. В., Пульхеровский Б. А., Усов И. О.* Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в бассейнах рек Уркан, Ольга и Тында на территории листов N-51-84-B, Г; 96-A, Б, Г; 108-B, Г; N-52-73-B, Г-а, в; 85-A, Б-а-B; 97-A, В. (Магдагачинский участок 1981–1987 гг.) Зей: Зейская ГСП, 1987.
171. *Егоров А. К.* Геологическое строение и полезные ископаемые южной части листа N-53-XXV. Хабаровск: ДВГУ, 1961.
172. *Егоров А. К.* Отчет о геологических исследованиях в северо-западной части листа N-53-XXV в 1959 г. Хабаровск: ДВГУ, 1960.
173. *Ельянов А. А., Кастрыкина В. М., Кастрыкин Ю. П.* и др. Аэрофотогеологическое картирование масштаба 1 : 50 000. Листы N-52-20, 21, 22, 23, 24, 32-A, Б, Г; 33, 34-A, Б; 35-A, Б; 36. — М.: Аэрогеология, 1986.
174. *Ермакова Г. Г.* Сводная таблица учета подземных вод за 1989 г. территории Амурской области с объяснительной запиской. Свободный: АГРЭ, 1990.
175. *Жилич Я. Н., Червов В. П., Измайлова Н. К.* и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в бассейнах рек Зей, Умлекан, Улунга, Тыгда и Ольга (Умлеканский участок, 1977–1980 гг.). Зей: Зейская ГСЭ, 1982.
176. *Жуковская А. А., Игнатенко О. Н., Филимонов Ф. Я.* и др. Отчет по геолого-экологическим исследованиям и картографированию масштаба 1 : 1 000 000 территории Амурской области. Благовещенск. ФГУП «Амургеология», 1999.
177. *Зайцев В. Н.* и др. Инженерно-геологические и мерзлотно-гидрогеологические условия центрального участка региона БАМ. — М.: МГУ, 1984.
178. *Зимин С. С.* и др. Проект поисково-оценочных работ на платиноиды по объектам «Гарь-2» и «Золотой» на 2000–2001 гг. Владивосток, 1999.
179. *Змиевский Ю. П., Севастьянов А. С., Баданин Н. П.* и др. Отчет о специализированной геологической съемке и поисках масштаба 1 : 50 000 в бассейне р. Мамына за 1974–1976 гг. (лист N-52-115-Г, 116-B). Хабаровск: ГСЭ ДВТГУ, 1977.
180. *Зотова Т. К., Харченко А. Т.* и др. Отчет о поисковых (прогнозно-геологических) работах на горный хрусталь в Нижнегилийском хрусталеносном районе в 1985–1987 гг. Село Красное: Далькварцсамоцветы, 1987.
181. *Зубков В. Ф.* Геологическое строение западной части хр. Джагды и бассейна р. Дугды. К отчету о геологосъемочных работах масштаба 1 : 1 000 000, лист N-52,

производившихся в районе хр. Джагды Зейской партией № 701 в 1955 г. Хабаровск: ДВГУ, 1956.

182. *Зюзькевич А. И., Ханин В. В.* Отчет о результатах поисков железа в Селемджинском районе. Хабаровск: ДВТГУ, 1961.

183. *Иванов А. П., Павлов И. А.* Опорный геологический профиль по трассе БАМ между станциями Ургал–Зейск (Отчет Туранского отряда Мельгинской-81 партии по работам 1982–1985 гг.). Хабаровск: Дальгеология, 1986.

184. *Ивлев А. Н.* Аэрогеологическое картирование масштаба 1 : 50 000, листы N-52-129, 130, 131-ВГ, 141-БГ, 142, 143, 144-АВ; М-52-9-БГ, 10, 11, 12-АБВ, 21-Б, 22, 23. М.: Аэрогеология, 1987.

185. *Казмин Ю. Б., Филлипович И. З., Моисеева В. М.* Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части Станового хребта – бассейнов р. Утук и верховьев р. Туксани (северная половина листа N-52-V). М.: ВАГТ, 1960.

186. *Каменских Т. Д.* Информационный отчет о ведении горно-экологического мониторинга Покровского золоторудного месторождения на этапе отработки методом кучного выщелачивания в 2000–2001 гг. Объект «Покровский». Свободный: ФГУП «Амургеология», 2002.

187. *Капанин В. П., Ахметов Р. Н., Лобов А. И.* и др. Оценка и учет прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых территории Амурской области по состоянию на 1.01.1998 г. Золото рудное, платина, алмазы, черные металлы (железные, марганцевые, хромовые руды, титан), медь, свинец, цинк, никель, олово, вольфрам, молибден, редкие земли, литий, ртуть, сурьма. Благовещенск: КПР АО, 1998.

188. *Караванов К. П., Козлов А. Г.* и др. Геологическое строение и гидрогеологические условия западной части листа N-52-XXV. (Отчет о комплексной геолого-гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000 Тыгдинской партией за 1961 г.). Хабаровск: ДВГУ, 1962.

189. *Карнаушенко В. Н., Ковш В. Л., Богданович В. И.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Деп, Нинни, Орловка. Отчет Магистрального-84 участка о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной в 1984–1987 г. на площади листов N-52-102-А, Б; N-52-103-А, Б, В, Г; N-52-115-А, Б. Зей: БПСЭ, 1990.

190. *Карсаков Л. П., Бирюков В. М.* Карта метаморфических формаций юга Дальнего Востока СССР. Хабаровск: ИТиГ ДВО АН СССР, 1987.

191. *Карсаков Л. П., Гончаров В. Н., Романов Б. И.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения рек Бол. Чайдах и Бол. Инагли. Хабаровск: ДТГУ, 1967.

192. *Карсаков Л. П., Григорьев В. Б., Романов Б. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Купури и Лучи (Окончательный отчет Лучинской партии по геологосъемочным работам масштаба 1 : 200 000 за 1965–1968 гг.). Хабаровск: ДВТГУ, 1969.

193. *Карсаков Л. П., Рыбалко В. А., Пипич А. В.* и др. Материалы по геохронологическому изучению геологических комплексов Амурской области. Вып. 1–2. Хабаровск–Благовещенск: ИТиГ–ГПП «Амургеология», 1992.

194. *Кастрыкин Ю. П.* Изучение закономерностей размещения молибденового оруденения и оценка перспективности Северостанового пояса и внедрение результатов в подразделения ПГО «Дальгеология». Листы О-51, N-51, N-52. М.: Аэрогеология КАГЭ-3, 1988.

195. *Кириянова В. В.* Доизучение палеонтологических коллекций девона, юры и мела Хабаровского края, ЕАО и Амурской области для обоснования легенд к сериям листов Госгеолкарты-200. Изд. 2-е. Хабаровск: ХГГП, 1998. Ф. Дальгеофизики.

196. *Козак З. П., Кошеленко В. В., Маметов В. М.* Отчет о результатах аэрофотогеологического картирования масштаба 1 : 50 000 зоны БАМ в бассейнах рек Дугда, Нора, Унья, Уда. (Дугдинская партия, 1978–1983 гг.). Хабаровск: Дальгеология, 1983.

197. *Колесников Г. Е., Ратькова Г. А., Еремин А. Э.* Отчет о изучении экзогенных геологических и геохронологических процессов в полосе освоения трассы БАМ на участке ст. Ургал-2 – ст.Маревая. Хабаровск: Дальгеология, 1982.

198. *Коробушкин Н. Г.* и др. Отчет о поисках золотых руд в пределах восточной части Гонжинского золоторудного района. (Зейский поисковый участок 1984–1988 гг.). Зея: Зейская ГСП, 1988.

199. *Котцов М. А., Капустина В. С.* и др. Отчет об изучении экзогенных геологических и геокриологических процессов в полосе освоения трассы БАМ на участке г. Советская Гавань–ст. Ижак в 1982–1986 гг. (Амуро-Уссурийская-82 партия). Хабаровск: Дальгеология, 1986.

200. *Кошков Ю. В., Гагаев А. Н.* Отчет о результатах поисковых и оценочных работ в пределах Иканской рудной зоны и на ее флангах в 2000–2004 гг. (объект Иканский). Благовещенск: ФГУГП «Дальгеофизика», 2005.

201. *Кошков Ю. В., Жилич Я. Н., Шейкин А. А.* и др. Отчет о результатах геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейнах рек Ольга и Улунга. Зея: Зейская ГСП, 1978.

202. *Кошков Ю. В., Рыбалко В. А.* и др. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейнах средних течений рек Ток и Сивакан. Зея: Зейская ГСЭ, 1972.

203. *Кошков Ю. В., Рыбалко В. А., Назимова Л. А.* и др. Отчет о результатах геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейне среднего течения р. Бомнак. Зея: ЗГСП, 1975.

204. *Кошков Ю. В., Шейкина И. С., Вахтомина Н. Д.* Отчет по составлению легенды Зейской серии листов Госгеолкарты-200 Изд. 2-е. Благовещенск. ФГУГП «Амургеология», 1998.

205. *Красный Л. И., Вольский А. С., Шатков Г. А.* и др. Геология, история развития и проблемы минерализации Приамурья и сопредельных территорий России и Китая. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.

206. *Краснянская Е. Е.* Отчет о результатах работ Деп-Новоямпольской партии в бассейнах рек Зея и Деп Амурской области за 1952–1954 гг. Свободный: Амурская КЭ ДВГУ, 1955.

207. *Кудрявцев В. А., Красовская О. С.* и др. Пояснительная записка к прогнозной карте Алдано-Станового региона на железные руды, масштаб 1 : 500 000. Т. 1, ч. 1. – М.: ВИМС, 1985.

208. *Курник Л. П.* и др. Проект на поиски и оценку месторождений рудного золота на Чагоянской рудоперспективной площади (объект «Чагоянский») на 2004–2007 гг. Благовещенск, 2004.

209. Легенда Дальневосточной серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) / Гл. ред. А. Ф. Васькин. Хабаровск: ФГУГГП «Хабаровскгеология», 2002.

210. *Лобов А. И., Антонов В. А., Безотосный В. В.* Оценка прогнозных ресурсов меди, свинца, цинка, никеля и кобальта Амурской области по состоянию на 1.01.1993 г. Хабаровск: Таежная ГЭ, 1993.

211. *Лобов А. И., Бражников А. С.* и др. Комплексные прогнозно-минерогенетические исследования территории Амурской области масштаба 1 : 500 000 (отчет по объекту ГМК-500 за 1991–1996 гг.). Хабаровск: Таежная ГЭ, 1996.

212. *Ложников А. В., Давыдов А. С., Злобин В. Г.* и др. Отчет о результатах поисковых работ на платину в бассейне рек Гарь Первая и Вторая. (Гарьский объект-2 за 1987–1990 гг.). Благовещенск: БПСЭ, 1990.

213. *Ложников А. В., Старовойтов К. Н., Акимов Е. Ш.* Отчет о поисках формовочного сырья и скрытого оруденения в районе Чагоянского полиметаллического месторождения (Чагоянский участок, 1982–1984 гг.). Свободный: АГРЭ, 1984.

214. *Ложников А. В., Старовойтов К. Н.* Отчет о поисково-ревизионных работах на платину на территории Амурской области (Усть-Депский отряд, 1981–1985 гг.). Свободный: АГРЭ, 1985.

215. *Ляховкин Ю. С., Лысенко В. Ф., Червов В. П.* и др. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейнах рек Сугдзар, Гарган и нижнего течения р. Ток. Зея: Зейская ГСЭ, 1971.

216. *Ляховкин Ю. С., Лысенко В. Ф.* и др. Отчет о результатах геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейнах нижнего течения рек Сугдзар, Бомнак и Сугджарикан. Зея: ЗГСЭ, 1973.

217. *Ляховкин Ю. С., Годзевич Б. Л., Крыжевич С. С.* Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 бассейнов рек Хугдер и Ульдегит. Зейя: Зейская ГСП, 1976.

218. *Ляховкин Ю. С., Крыжевич С. С.* Отчет о результатах АФГК-50 зоны БАМ на участке Зейя—Нора территории листов N-52-52, N-52-78, 79, 90-А, Б; N-52-91; 92-В, Г, 93-В, Г; 94-В, Г; 104-А, Б, В; 105-А, Б; 106-А, Б. Зейя: Зейская ГСЭ, 1979.

219. *Майборода А. А., Ольков В. В., Забродин В. Ю.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части листа N-52-XXIII (Дугдинская партия, 1963 г.). Хабаровск: ДВГУ, 1964.

220. *Майборода А. А., Забродин В. Ю.* Промежуточный отчет Норской партии о результатах геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000, проведенных в 1967 г. в бассейне р. Меуна и среднего течения р. Норы. Хабаровск: ДВГУ, 1968.

221. *Майборода А. А.* Отчет Норской партии о результатах геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000, проведенных в 1966—1968 гг. в бассейне рек Меун и Бурунда. Хабаровск: ДВГУ, 1969.

222. *Малков В. И., Жилич Я. Н., Боднар З. Я.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов среднего течения р. Зейя и нижнего течения р. Деп. Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в 1987—1990 гг. Зейя: Зейская ПСЭ ПГО «Таежгеология», 1990.

223. *Мартынюк М. В., Рямов С. А., Кондратьева В. А.* Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ЦТП ПГО «Дальгеология», 1990.

224. *Марухин Т. Н., Леонтьев В. С.* Отчет о гидрогеологических исследованиях Зейского месторождения подземных вод с подсчетом запасов на участке Западном по состоянию на 1.04.1978. Хабаровск: ХКГРЭ, ДВТУ, 1978.

224. *Масюк В. Н., Столбов С. М.* и др. Отчет о результатах аэрофотогеологического картирования масштаба 1 : 50 000 зоны БАМ в бассейне реки Селемджа. Территория листов N-52-104-Г, 105-В, Г; 106-В, Г; 107; 108-В, Г; 116-А, Б, Г; 117; 118; 119; 120-А, Б; 131-А, Б. Хабаровск: ПГО «Дальгеология», 1982.

226. *Махинин А. В., Банатова Н. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Шевли и Селемджа (Отчет Джагдинской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 листов N-52-XXIV, XXX; N-53-XIX, XX, XXV, XXVI в 1978—1983 гг.). Хабаровск: ГСЭ ПГО Дальгеология, 1983.

227. *Махинин А. В.* Легенда Тугурской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Хабаровск: ФГУГГП «Хабаровскгеология», 2000.

228. *Мельников А. В.* Размещение неметаллических полезных ископаемых на территории Амурской области. Благовещенск: АмурКНИИ, 1998.

229. *Мельников В. Д., Полеванов В. П.* Районирование золотоносных площадей Амурской области. Благовещенск: Амурск. отдел ДВИМСа, ПГО «Таежгеология», 1990.

230. *Мошкин В. Н., Альбов Ю. А., Замоуев В. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые р. Удыхын и бассейна верхнего течения р. Маи-Половинной. 1956.

231. *Мытарева А. Ю., Колдышева Р. Я., Либесман И. Б., Рыбакова Т. В.* Гидрогеологическая карта зоны БАМ. Масштаб 1 : 1 500 000. М.: Второе гидрогеол. упр. Мингео СССР, 1980.

232. *Нагорный В. А., Роганов Г. В., Савинков В. И.* и др. Закономерности размещения и прогнозная оценка ресурсов агрохимического сырья Амурской области. Хабаровск: ДВИМС, 1993.

233. *Нестеренко С. П., Фадеев В. А., Пивченко Н. П.* Отчет о комплексной геологической съемке в северо-западной части листа N-52-VIII. (Брянтинская партия в 1959 г.). Хабаровск: ДВГУ, 1960.

234. *Олькин Г. Ф., Старк А. Г., Стариков Ю. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западной части листа N-51-XXI. Хабаровск: ДВГУ, 1963.

235. *Осокин А. И., Осокина В. З.* Отчет о результатах переоценки запасов каолинсодержащих песков Северного участка Чалганского месторождения за 1987—1990 гг. Иркутск: Сибирская ГРП «Центргеолнатур», 1990.

236. Павленко М. В., Рассказова М. С. Геологическое строение юго-западной части листа N-52-XIX (Усть-Урканская партия. 1960 г.). Хабаровск: ДВГУ, 1960.
237. Павловский Н. Л., Плотницкий Ю. Е. Отчет о результатах аэромагнитной съемки Гаринской партии за 1970–1971 гг. Хабаровск: ДВГУ, 1971.
238. Пан В. П., Агафонов Ю. А. и др. Отчет о результатах ГРП, проведенных на Северном участке Тыгинского буроугольного месторождения. Свободный: АГРЭ, 1978.
239. Пан В. П., Барвенко В. А., Васильев И. А., Ребман Л. Г. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Гарь Первая и Гарь Вторая. (Отчет Калахтинской партии, 1962–1963 гг.). Свободный: Амурская КЭ ДВГУ, 1964.
240. Пан В. П., Поштенко С. И. Отчет о результатах поисковых работ на бурые и каменные угли в северо-восточной части Зее-Буреинской депрессии (Стойбинская партия в 1969–1972 гг.). Свободный: АГРЭ, 1972.
241. Пересторонин А. Е., Чеботарева В. Н., Андреев Н. П. Отчет о результатах опережающих геохимических поисков масштаба 1 : 200 000 золоторудных месторождений в бассейне реки Селемджа за 1987–1995 гг. (Златоустовский объект). Хабаровск: Таежная ГЭ, 1995.
242. Пересторонин А. Е., Шеколюков В. Б., Катышкин А. С. Поисково-оценочные работы на Маломырском золоторудном месторождении в 1990–1993 гг. Хабаровск: Таежная ГЭ, 1993.
243. Петрук Н. Н., Беликова Т. В., Давыдов А. С. и др. ГИС-атлас карт геологического содержания масштаба 1 : 500 000 Дальневосточного федерального округа. Амурская область. Благовещенск – СПб.: ФГУГП «Амургеология» – ФГУП «ВСЕГЕИ», 2003.
244. Петрук Н. Н., Беликова Т. В., Дербeko И. М. Легенда Становой серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е). Благовещенск: ГПП «Амургеология», 1998.
245. Петрук Н. Н., Беликова Т. В., Дербeko И. М. Геологическая карта Амурской области. Масштаб 1 : 500 000. Благовещенск: ФГУГП «Амургеология», 2001.
246. Петрук Н. Н., Петрук В. Н., Ефремов А. Б. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Зея (южное и юго-западное обрамление Зейского водохранилища). Отчет о групповой геологической съемке и геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 площадей листов N-52-51-Б-в, г; В-6, г; Г; N-52-63-А, б; Б; Г-а, б, г; N-52-64-А, Б, В, Г. Зея: Зейская ПСЭ, 1992.
247. Потоцкий Ю. П. Отчет о результатах поисковых работ на никель в юго-западной части Кун-Маньенского габброидного массива, выполненных в 2001 г. ФГУГП «Дальгеофизика»–Фалконбридж ИСТ Лимитед. Хабаровск. 2002. Ф. Дальгеофизики.
248. Потоцкий Ю. П. Промежуточный отчет о результатах поисковых работ на сульфидные медно-никелевые руды в пределах Кун-Маньенского массива на территории Амурской области. Хабаровск: Фалконбридж ИСТ Лимитед-ФГУГП «Дальгеофизика», 2000. Ф. Дальгеофизики.
249. Пугачева Т. В., Тимофеева Т. С. Прогнозная карта ресурсов подземных вод зоны БАМ. Масштаб 1 : 1 500 000. М.: Второе гидрогеол. упр. Мингео СССР, 1980.
250. Рассказов Ю. П. Геологическая карта Амурской области и сопредельных площадей Якутской АССР и Читинской области, масштаб 1 : 500 000. Хабаровск: ДВГУ, 1967.
251. Рассказова М. С. Карта полезных ископаемых Амурской области. Хабаровск: ДВТУ, 1969.
252. Раузер А. А., Васютин Л. Г. Окончательный отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на территории листов N-52-3-А, Б, В, Г; 15-Б. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Джелиндакан и Тарынак. М.: ВАГТ, 1970.
253. Руденко Д. Г., Руденко Г. В., Мацкив Б. В. Отчет о результатах геолого-съемочных и поисковых работ масштаба 1 : 50 000 в междуречье Зеи и Унины. Зея: Зейская ГСЭ, 1966.
254. Рыбалко В. А., Богданович В. И. и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки и геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 в бассейне р. Гарь и нижнего течения р. Деп на территории листов N-52-100-А, Б, В, Г; 101-А, Б, В; 102-В, Г; 113-Б, Г; 114-А, Б, В. Зея: ГПЭ, 1984.

255. Рыбалко В. А., Вахтомина Н. Д. и др. Карта прогноза на золото масштаба 1 : 500 000 листа N-52-B. Зея: Зейская партия КТЭ, 1987.
256. Рыбалко В. А., Вахтомина Н. Д., Карнаушенко Н. А. Карта прогноза на рудное и россыпное золото масштаба 1 : 500 000 листа N-52-A с объяснительной запиской. Зея: Зейская партия БПСЭ, 1990.
257. Сахьянов Л. О., Воронов Б. Г., Новиков В. П. и др. Геологическое строение и промышленная оценка Покровского золоторудного месторождения. Свободный: АГРЭ, 1985.
258. Саяпина Л. М., Тоноян Р. М. Геологическое строение и полезные ископаемые среднего течения р. Зеи и нижнего течения р. Деп Зейского района. Хабаровск: ДВГУ, 1952.
259. Серебряков Л. Н., Зинин В. Н. Геологическое строение и полезные ископаемые района Чагойанского полиметаллического месторождения (листы N-52-125-B, Г; N-52-137-A, Б, В, Г; N-52-138-A, В). Отчет Чагойанской партии о геологической съемке масштаба 1 : 50 000, произведенной в 1962–1963 гг. в бассейне среднего течения р. Зея. Хабаровск: ДВГУ, 1964.
260. Сидоркин В. В. Поисковые работы на минеральные воды и лечебные грязи в районе проявления Кислое Озеро с подсчетом эксплуатационных запасов лечебных грязей и подземных вод по состоянию на 1.01.2001 г. М.: Научно-производственная и проектная фирма «ГИДЭК», 2001.
261. Соколов С. В., Мирошкина и др. Отчет по теме № 010–97: «Создание геохимического атласа центральной части Амурской области, прогнозно-геохимическая оценка Северного Приамурья». Благовещенск: ФГУГП «Амургеология», 2000.
262. Сорокин А. П., Сорокина А. Т. Геологическое строение, полезные ископаемые и гидрогеологические условия листа N-52-XXXI. Свободный: АмурРайГРУ, 1969.
263. Сорокин А. П., Сорокина А. Т. Геологическое строение, полезные ископаемые и гидрогеологические условия территории листов N-52-XXXI и N-52-XXXII. Хабаровск: ДВТУ, 1971.
264. Сорокин А. П., Готов В. Д. Морфотектоническое районирование, типизация и прогнозная оценка ресурсов древних (палеоген-неогеновых) россыпей золота Верхнего Приамурья. Благовещенск: АмурКНИИ, БПСЭ, 1993.
265. Сорокин А. П., Ван Ван Е. А. П. Атлас основных золотороссыпных месторождений юга Дальнего Востока и их горно-геологические модели. Владивосток–Благовещенск–Хабаровск: ДВО РАН, 2000.
266. Степанов В. А., Головизнин М. П. и др. Отчет о результатах геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейне р. Унья. (Джескогонская партия, 1972–1973 гг.). N-52-XXII (80-A, Б). Зея: АКГРЭ Зейская ГСП, 1974.
267. Степанов В. А., Любарская Л. А., Тимец Л. З. Отчет о результатах геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000 в бассейнах рек Малой Тынды и Арби (Малотындинская партия, 1971–1972 г.). Зея: Зейская ПСЭ, 1972.
268. Степанов В. А., Мельников А. В., Соколов С. В. и др. Платиноносность Верхнего Приамурья (Промежуточный отчет по договору № 43/2000 «Оценить перспективы платиноносности Дальнего Востока»). Благовещенск: АмурКНИИ, 2001.
269. Степанов В. А., Стриха В. Е., Пискунов Ю. Г. и др. Информационная записка о результатах работ по теме «Поиски платинового и медно-никелевого оруденения в бассейне рек Джалта и Ульдегит». Благовещенск: АмурКНИИ, 2003.
270. Сухов В. И. Дайки и малые интрузии Амурской области. Хабаровск: ДВИМС, 1991.
271. Сухов В. И., Лошак Н. П., Бакулин Ю. И. Металлогеническая карта Дальневосточного экономического района масштаба 1 : 500 000. Хабаровск: ДВИМС, 1999.
272. Сухов В. И. Отчет по теме «Перспективная оценка верхнепротерозойского золото-медноколчеданного оруденения хребта Тукурингра». Хабаровск: ДВИМС, 1982.
273. Сухов В. И., Хитрунов А. Т. Типизация мезозойских и кайнозойских магматических комплексов Дальнего Востока по петрогеохимическим, изотопно-

геохимическим, петрофизическим признакам с целью оценки их рудоносности. Хабаровск: ДВИМС, 1998.

274. *Трачук В. Г., Южаков И. Г., Козлов А. Г.* и др. Геологическое строение и гидрогеологические условия листа N-52-XXXV и южной части листа N-52-XXIV. Хабаровск: ДВТГУ, 1963.

275. *Турбин М. Т.* Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части листа N-52-XXII. Хабаровск: ДВГУ, 1965.

276. *Утробин В. Д.* Рабочая легенда геологических карт масштаба 1 : 500 000. Южноалданская серия. Алдан, 1995.

277. *Утробин Д. В., Максимов Е. П., Хотина Е. Б.* Легенда Алданской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е). 2000. Ф. Дальгеофизики.

278. *Фарафонов И. М.* Отчет об инженерно-геологических изысканиях для технико-экономического обоснования Гилуйского гидроузла на р. Гилуй в 1985–1987 гг. Гидропроект, Лен. отд., 1988.

279. *Федоренко А. А., Склярова Г. Ф., Горошко М. В.* Количественная и геолого-экономическая оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых территории Амурской области по состоянию на 1.01.2003 г. (Золото рудное, золото россыпное, серебро, свинец, цинк, медь, никель, кобальт). Хабаровск: ДВИМС, 2003.

280. *Фердман И. М., Кричевец В. И.* и др. Отчет по геологической съемке масштаба 1 : 50 000 листов N-52-15-A, Б, В, Г. М.: Аэрогеология, 1973.

281. *Фролов А. А., Хлыст В. П.* и др. Отчет о результатах детальных поисковых и поисково-оценочных работ в Токском хризолитоносном районе в 1983–1985 гг. Село Красное Хабаровского края: Далькварцсамоцветы, 1985.

282. *Хлыст В. П., Золотова Т. К., Серединский В. М.* и др. Отчет о результатах поисковых работ на цветные камни в пределах восточной части Становой зоны в 1984–1986 гг. с. Красное: Далькварцсамоцветы, 1986.

283. *Цеймах Е. Н., Баранова М. С., Ситенко В. М.* 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.

284. *Цеймах Е. Н., Кислякова Н. Г., Сурикова А. С.* и др. Аэрофотогеологическое картирование масштаба 1 : 50 000, листы N-52-13, 14, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31. 1977–1982 гг. М.: Аэрогеология, 1982.

285. *Шестаков А. Ф., Тамгин С. В., Комаров И. П.* Геологическое строение бассейнов рек Джалта и Ульдегит. Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000. Хабаровск: ДВГУ, 1963.

286. *Шиханов В. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые западной части листа N-52-XXI (Отчет по работам Депской партии в 1960 г.). Хабаровск: ДВГУ, 1961.

287. *Шишкина Г. Р.* Отчет о результатах тематических работ по Уруша-Норскому объекту «Биостратиграфическое изучение среднепалеозойских морских образований Амурской области (Гагско-Сагайский, Гарь-Мамынский и Сухотинский районы)». Хабаровск: Хабаровское ГГП, 1998.

288. *Шорохов В. И.* Гидрогеологические условия южной части хребта Тукурингра и Амуро-Зейской депрессии в пределах листа N-52-В. 1966.

289. *Эйриш Л. В.* Отчет по теме «Составление карты закономерностей размещения и прогноза масштаба 1 : 500 000 на рудное золото Амурской области». Хабаровск: ДВИМС, 1993. Ф. Дальгеофизики.

Оценка прогнозных ресурсов минерагенических подразделений (В. В. Домчак,

№ п/п	Минерагеническая зона и ее индекс	Рудный район и его индекс	Рудный узел и его индекс	Полезные ископаемые
1		Сутамский – 0.1 Fe/AR		Fe
2	Тыркано-Учурская – 1 TR, R, U/AR–PR			
3		Эльгинский – 0.2 УК/J		УК
4	Кун-Маньенская – 2 Ni, Cu, Pt/PR		Туксани-Кукурский – 2.0.1 Ni ,Cu, Pt	Cu
				Ni
				Co
				Pt
5	Брянтино- Сугджарская – 3 Ti, Ni, Fe, Pt/AR, PR		Среднебрянтинский – 3.0.1 Ti, Ni, Fe, Pt	Ti
				Ni
				Fe
				Co
				Au _{кор}
				Au _{рос}
				Pt
6	Северо-Становая – 4 Au, Ag, Mo/PR, MZ			Апатиты
				Cu
				Pb
				Zn
				Pb + Zn
				Mo
				Au _{кор}
				Au _{рос}
7		Сутамо- Брянтинский – 4.1 Au, Ag, Mo		Ag
				Cu
				Pb + Zn
				Mo
				Au _{кор}
				Au _{рос}
				Ag

1989 г.; А. И. Лобов, 1996 г.; В. П. Капанин, 1998 г.; А. А. Федоренко, 2003 г.)

Площадь S, км ²	Единицы измерения	Прогнозные ресурсы Р (общий прогнозный потенциал)	Удельная продуктивность Р/S
2300	млн т	Р ₂ – 737; Р ₃ – 1402	0,93
1700		н/о	
240	млн т	н/о	
1250	тыс. т	Р ₃ – 150**	0,126
	тыс. т	Р ₃ – 500**	0,4
	тыс. т	Р ₃ – 20**	0,016
	т	Р ₃ – 50**	0,04
1700	млн т	Р ₃ – 100	0,055
	тыс. т	Р ₃ – 400	0,222
	млн т	Р ₃ – 100	0,055
	тыс. т	Р ₃ – 30	0,016
	т	Р ₃ – 20	0,011
	т	Р ₁ – 0,416; Р ₂ – 0,052	0,003
	т	Р ₃ – 50	0,027
	млн т	Р ₃ – 17	0,009
25 200	тыс. т	Р ₁ – 8,8; Р ₂ – 60; Р ₃ – 110	0,007
	тыс. т	Р ₂ – 14	0,005
	тыс. т	Р ₂ – 66; Р ₃ – 310	0,015
	тыс. т	Р ₃ – 1490	0,059
	тыс. т	Р ₂ – 588; Р ₃ – 430	0,04
	т	Р ₁ – 9,5 ; Р ₂ – 108; Р ₃ – 466	0,023
	т	Р ₁ – 5,78; Р ₂ – 2,939; Р ₃ – 4,33	0,0005
	т	Р ₂ – 1403; Р ₃ – 7763	0,363
12 200	тыс. т	Р ₁ – 8,8; Р ₃ – 70	0,006
	тыс. т	Р ₃ – 530	0,043
	тыс. т	Р ₂ – 174; Р ₃ – 224	0,032
	т	Р ₂ – 50; Р ₃ – 209	0,022
	т	Р ₁ – 4,706; Р ₂ – 2,343; Р ₃ – 3,839	0,0009
	т	Р ₂ – 1034; Р ₃ – 5114	0,504

№ п/п	Минерагеническая зона и ее индекс	Рудный район и его индекс	Рудный узел и его индекс	Полезные ископаемые
8			Верхнесутамский – 4.1.1 Au, Mo	Cu
				Mo
				Au _{кор}
				Au _{рос}
9			Джелиндинский – 4.1.2 Au, Ag, Mo	Mo
				Au _{кор}
				Au _{рос}
				Ag
10			Сутамский – 4.1.3 Au, Hg	Au _{кор}
				Au _{рос}
11			Десский – 4.1.4 Au, Ag	Pb + Zn
				Au _{кор}
				Au _{рос}
				Ag
12			Верхнебрянтинский – 4.1.5 Au, Ag, Mo	Cu
				Mo
				Au _{кор}
				Au _{рос}
				Ag
13			Усмун-Нуямский – 4.1.6 Mo, Au	Mo
				Au _{кор}
				Ag
14			Усмунский – 4.1.7 Mo, Au	Mo
				Au _{кор}
15		Токско- Алгаминский – 4.2 Au, Mo, Ag		Cu
				Pb + Zn
				Mo
				Au _{кор}
				Au _{рос}
				Ag

Площадь S, км ²	Единицы измерения	Прогнозные ресурсы Р (общий прогнозный потенциал)	Удельная продуктивность Р/С
1500	тыс. т	Р ₃ – 70	0,046
	тыс. т	Р ₃ – 15	0,01
	т	Р ₂ – 23; Р ₃ – 50	0,048
	т	Р ₁ – 0,936; Р ₂ – 1,146; Р ₃ – 0,947	0,002
1500	тыс. т	Р ₃ – 100	0,066
	т	Р ₃ – 30	0,02
	т	Р ₁ – 2,695; Р ₂ – 0,26; Р ₃ – 1,792	0,0031
	т	Р ₂ – 60	0,04
900	т	Р ₃ – 20	0,022
	т	Р ₁ – 0,119; Р ₂ – 0,52; Р ₃ – 0,87	0,0016
600	тыс. т	Р ₃ – 530	0,883
	т	Р ₂ – 6; Р ₃ – 12	0,02
	т	Р ₃ – 0,230	0,0004
	т	Р ₂ – 728; Р ₃ – 600	2,213
300	тыс. т	Р ₁ – 8,8	0,029
	тыс. т	Р ₃ – 54	0,18
	т	Р ₂ – 21; Р ₃ – 60	0,27
	т	Р ₁ – 0,956; Р ₂ – 0,417	0,0046
	т	Р ₂ – 246; Р ₃ – 3000	10,82
1200	тыс. т	Р ₃ – 55	0,046
	т	Р ₃ – 9	0,007
	т	Р ₃ – 480	0,4
800	тыс. т	Р ₂ – 137	0,171
	т	Р ₃ – 40	0,05
4400	тыс. т	Р ₂ – 60	0,014
	тыс. т	Р ₃ – 420	0,095
	тыс. т	Р ₂ – 270	0,061
	т	Р ₃ – 54	0,012
	т	Р ₁ – 0,654	0,0001
	т	Р ₃ – 216	0,049

№ п/п	Минерагеническая зона и ее индекс	Рудный район и его индекс	Рудный узел и его индекс	Полезные ископаемые
16			Чакатай-Бадисский – 4.2.1 Мо, Au	Cu
				Mo
17			Верхнекокский – 4.2.2 Au, Ag	Pb + Zn
				Au _{кор}
				Au _{рос}
				Ag
18			Оконойский – 4.0.1 Au, Mo, Ag	Pb + Zn
				Mo
				Au _{кор}
				Ag
19			Купури-Майский – 4.0.2 Au, Mo, Ag	Pb
				Zn
				Mo
				Au _{кор}
				Au _{рос}
				Ag
20			Унинский – 4.0.3 Mo, U	Cu
				Zn
				Mo
				Au _{кор}
21	Южно-Становая – 5 Au, Ag, Mo/Mz			Pb + Zn
				Mo
				W
				Au _{кор}
				Au _{рос}
				Ag
22			Верхнежелтулин- ский – 5.0.1 Au, Ag, Mo	Au _{кор}
				Au _{рос}
23			Унахинский – 5.0.2 Au, Ag, Mo	Mo
				Au _{кор}
				Au _{рос}
24			Мульмугинский – 5.0.3 Au, Ag, Mo	Mo
				Au _{кор}
				Ag

Площадь S, км ²	Единицы измерения	Прогнозные ресурсы Р (общий прогнозный потенциал)	Удельная продуктивность Р/С
1500	тыс. т	P ₂ – 60	0,04
	тыс. т	P ₂ – 270	0,18
1300	тыс. т	P ₃ – 420	0,323
	т	P ₃ – 54	0,041
	т	P ₁ – 0,654	0,0005
	т	P ₃ – 216	0,166
970	тыс. т	P ₃ – 540	0,556
	тыс. т	P ₃ – 22	0,023
	т	P ₂ – 13; P ₃ – 11	0,025
	т	P ₂ – 260; P ₃ – 153	0,426
2000	тыс. т	P ₂ – 14	0,007
	тыс. т	P ₂ – 66	0,033
	тыс. т	P ₂ – 144 ; P ₃ – 152	0,148
	т	P ₁ – 9,5; P ₂ – 45; P ₃ – 167	0,111
	т	P ₁ – 0,42; P ₂ – 0,596; P ₃ – 0,491	0,0008
	т	P ₂ – 109; P ₃ – 2280	1,195
1600	тыс. т	P ₃ – 40	0,025
	тыс. т	P ₃ – 310	0,193
	тыс. т	P ₃ – 32	0,02
	т	P ₃ – 13	0,008
15 100	тыс. т	P ₃ – 230	0,015
	тыс. т	P ₂ – 49; P ₃ – 66	0,008
	тыс. т	P ₃ – 8	0,0005
	т	P ₁ – 7; P ₂ – 147; P ₃ – 250	0,028
	т	P ₁ – 8,718; P ₂ – 2,291; P ₃ – 0,051	0,0008
	т	P ₂ – 720; P ₃ – 560	0,085
530	т	P ₂ – 14	0,053
	т	P ₁ – 0,776; P ₂ – 0,53; P ₃ – 0,051	0,003
2370	тыс. т	P ₂ – 15	0,006
	т	P ₁ – 7; P ₂ – 10; P ₃ – 60	0,032
	т	P ₁ – 1,244; P ₂ – 1,064	0,001
1040	тыс. т	P ₂ – 8; P ₃ – 65	0,07
	т	P ₂ – 5; P ₃ – 50	0,053
	т	P ₂ – 50; P ₃ – 150	0,192

№ п/п	Минерагеническая зона и ее индекс	Рудный район и его индекс	Рудный узел и его индекс	Полезные ископаемые
25		Сугджарский – 5.1 Au, Ag, Mo		Pb + Zn
				Mo
				W
				Au _{кор}
				Au _{рос}
				Ag
26			Бомнакский – 5.1.1 Au, Ag	Pb + Zn
Mo				
Au _{кор}				
Ag				
27			Улягирский– 5.1.2 Au, Ag	Au _{кор}
28			Бомнак-Улягирский – 5.1.3 Au, Ag, Mo	Mo
				W
				Au _{кор}
				Ag
29			Кинляндякский – 5.0.4 Au	Au _{рос}
30	Сивакано-Чогарская – 6 Fe,Ti/AR		Fe	
Cu				
Mo				
Au _{кор}				
Ag				
31		Сиваканский – 6.1 Fe	Fe	
32		Чогарский – 6.2 Fe, Ti, ар		
33		Чогаро- Удыхинский – 6.3 Au, Ag, Mo	Au	
34			Верхнеаргинский – 6.0.1 Cu, Mo, Ag	Cu
Mo				
Ag				
35	Джелтулакская – 7 Au, Mo, Ni, Pt/AR– PR, Mz			Fe
Ti				

Площадь S, км ²	Единицы измерения	Прогнозные ресурсы Р (общий прогнозный потенциал)	Удельная продуктивность Р/С
8200	тыс. т	Р ₃ – 230	0,028
	тыс. т	Р ₂ – 26; Р ₃ – 1	0,003
	тыс. т	Р ₂ – 8	0,001
	т	Р ₂ – 118; Р ₃ – 140	0,031
	т	Р ₁ – 5,041; Р ₂ – 0,589	0,0007
	т	Р ₂ – 670; Р ₃ – 410	0,132
1670	тыс. т	Р ₃ – 230	0,138
	тыс. т	Р ₃ – 1	0,0006
	т	Р ₃ – 50	0,03
	т	Р ₃ – 250	0,15
720	т	Р ₃ – 20	0,028
1930	тыс. т	Р ₂ – 26	0,014
	тыс. т	Р ₂ – 8	0,004
	т	Р ₂ – 118; Р ₃ – 70	0,1
	т	Р ₂ – 670; Р ₃ – 160	0,43
1800	т	Р ₁ – 1,657; Р ₂ – 0,108	0,001
16700	млн т	Р ₁ – 120; Р ₂ – 100; Р ₃ – 1160	0,083
	тыс. т	Р ₃ – 2000**	0,12
	тыс. т	Р ₃ – 116**	0,007
	т	Р ₃ – 50	0,003
	т	Р ₃ – 1450**	0,087
8400	млн т	Р ₁ – 120; Р ₂ – 100; Р ₃ – 1160	0,164
1100		н/о	
2850	т	Р ₃ – 50	0,018
1100	тыс. т	Р ₃ – 2000**	1,818
	тыс. т	Р ₃ – 116**	0,105
	т	Р ₃ – 1450**	1,318
6200	млн т	Р ₁ – 1,5; Р ₂ – 35,4	0,006
	млн т	Р ₁ – 1,31; Р ₂ – 3,0	0,0007

№ п/п	Минерагеническая зона и ее индекс	Рудный район и его индекс	Рудный узел и его индекс	Полезные ископаемые
				Cu
				Ni
				Co
				Mo
				Au _{кор}
				Au _{рос}
				Pt
				Кварц
				Кианит
				Графит
				Цеолиты
				Перлиты
36		Дамбукинский – 7.1 Au, Mo, Ni, Pt (Гиллюйская геохимическая потенциально медно- никеленовая с платиноидами зона)		Fe
				Ti
				Cu
				Ni
				Co
				Mo
				Au _{кор}
				Au _{рос}
				Pt
				Кварц
				Кианит
				Графит
37			Джалта-Уганский – 7.1.1 Au, Mo, Ni, Pt	Fe
				Ti
				Cu
				Ni
				Co

Площадь S, км ²	Единицы измерения	Прогнозные ресурсы Р (общий прогнозный потенциал)	Удельная продуктивность Р/С
	тыс. т	P ₁ – 40,5; P ₂ – 52,7; P ₃ – 144**	0,038
	тыс. т	P ₃ – 505**	0,081
	тыс. т	P ₃ – 72**	0,012
	тыс. т	P ₁ – 10 ; P ₂ – 80; P ₃ – 26	0,019
	т	P ₁ – 16; P ₂ – 21; P ₃ – 196	0,04
	т	P ₁ – 31,431; P ₂ – 9,956; P ₃ – 37,904	0,013
	т	P ₃ – 50**	0,008
	тыс. т	P ₁ – 2; P ₂ – 2,8; P ₃ – 64	0,011
	млн т	P ₃ – 432	0,07
	млн т	P ₂ – 17,3	0,003
	тыс. т	P ₁ – 6000; P ₃ – 44000	0,065
	млн т	P ₂ – 5,4	0,001
6000	млн т	P ₁ – 1,5; P ₂ – 35,4	0,006
	млн т	P ₁ – 1,31; P ₂ – 3,0	0,0007
	тыс. т	P ₁ – 40,5; P ₂ – 52,7; P ₃ – 144**	0,04
	тыс. т	P ₃ – 505**	0,084
	тыс. т	P ₃ – 72**	0,012
	тыс. т	P ₁ – 10; P ₂ – 80; P ₃ – 26	0,019
	т	P ₁ – 16 ; P ₂ – 21; P ₃ – 196	0,041
	т	P ₁ – 31,431; P ₂ – 9,956; P ₃ – 37,904	0,013
	т	P ₃ – 50**	0,008
	тыс. т	P ₁ – 2; P ₂ – 2,8; P ₃ – 64	0,011
	млн т	P ₃ – 432	0,072
	млн т	P ₂ – 17,3	0,003
	тыс. т	P ₁ – 6000; P ₃ – 44000	8,33
	млн т	P ₂ – 5,4	0,001
3400	млн т	P ₁ – 1,5; P ₂ – 3,5	0,0015
	млн т	P ₁ – 1,31; P ₂ – 3	0,0013
	тыс. т	P ₁ – 40,5; P ₂ – 52,7; P ₃ – 91**	0,057
	тыс. т	P ₃ – 374**	0,115
	тыс. т	P ₃ – 46**	0,014

№ п/п	Минерагеническая зона и ее индекс	Рудный район и его индекс	Рудный узел и его индекс	Полезные ископаемые
				Мо
				Au _{кор}
				Pt
				Кварц
				Графит
				Цеолиты
				Перлиты
38			Золотогорско- Успенковский – 7.1.2 Au, Fe, Ni	Fe
				Cu
				Ni
				Co
				Mo
				Au _{кор}
				Pt
39			Снежногорский – 7.1.3 Au	Кианит
				Au _{кор}
				УБ
				Cu
				Pb + Zn
				Mo
				Hg
40	Янкано-Джагдинская – 8 Hg, Au, Cu/Pz, Mz	Верхнезейский – 0.3 УБ/Р–N		Au _{кор}
				Au _{рос}
				Ag
				Cu
				Pb + Zn
				Mo
				Hg
41				Au _{кор}
				Ag
				Cu
				Pb + Zn
				Mo
				Hg
				Au _{кор}
42		Долбырь- Тунгалинский – 8.1 Hg, Au, Cu		Ag
				Cu
				Pb + Zn
				Mo
				Hg
				Au _{кор}
				Ag

Площадь S, км ²	Единицы измерения	Прогнозные ресурсы Р (общий прогнозный потенциал)	Удельная продуктивность Р/С
	тыс. т	$P_1 - 10 ; P_2 - 80; P_3 - 25$	0,035
	т	$P_2 - 11; P_3 - 100$	0,034
	т	$P_3 - 37^{**}$	0,0114
	тыс. т	$P_1 - 2; P_2 - 2,8; P_3 - 64$	0,021
	млн т	$P_2 - 17,3$	0,005
	тыс. т	$P_1 - 6000; P_3 - 44000$	14,71
	млн т	$P_2 - 5,4$	0,0016
1600	млн т	$P_2 - 31,9$	0,02
	тыс. т	$P_3 - 53^{**}$	0,033
	тыс. т	$P_3 - 131^{**}$	0,081
	тыс. т	$P_3 - 26^{**}$	0,016
	тыс. т	$P_3 - 1$	0,0006
	т	$P_1 - 16 ; P_2 - 10; P_3 - 35$	0,038
	т	$P_3 - 13^{**}$	0,008
	млн т	$P_3 - 432$	0,266
250	т	$P_3 - 76$	3,29
9700	млн т	$P_2 - 150; P_3 - 16343$	1,7
20 000	тыс. т	$P_3 - 280$	0,014
	тыс. т	$P_3 - 1270$	0,064
	тыс. т	$P_3 - 6$	0,0003
	тыс. т	$P_1 - 3; P_2 - 7; P_3 - 83$	0,005
	т	$P_2 - 40; P_3 - 297^{**}$	0,017
	т	$P_1 - 6,309; P_2 - 9,559; P_3 - 25,777$	0,002
	т	$P_3 - 600^{**}$	0,03
6400	тыс. т	$P_3 - 280$	0,1
	тыс. т	$P_3 - 1270$	0,2
	тыс. т	$P_3 - 6$	0,001
	тыс. т	$P_3 - 48$	0,008
	т	$P_3 - 82$	0,004
	т	$P_3 - 600^{**}$	0,094

№ п/п	Минерагеническая зона и ее индекс	Рудный район и его индекс	Рудный узел и его индекс	Полезные ископаемые
43			Гармаканский – 8.1.1 Cu, Au	Cu
				Pb + Zn
				Mo
				Au _{кор}
				Ag
44			Долбырьский – 8.1.2 Hg, Au	Hg
				Au _{кор}
45			Тунгала-Туксинский – 8.1.3 Hg, Au	Hg
				Au _{кор}
46			Унья-Бомский – 8.0.1 Au	Au _{кор}
47			Ланский – 8.0.2 Hg	Hg
48			Инныхский – 8.0.3 Au, Hg	Hg
				Au _{кор}
49	Селемджино- Кербинская – 9 Au /PZ, MZ			Mo
				Au _{кор}
				Au _{рос}
				Ag
				Фосфориты
50			Нимканский – 9.0.1 Au	Au _{кор}
51			Эгорский – 9.0.2 Au	Au _{кор}
52			Маломырский – 9.0.3 Au, Mo	Mo
				Au _{кор}
				Ag
				Фосфориты
53	Ольдойско- Сагаянская – 10 Pb, Zn/PZ		Зея-Урканский – 10.0.1 Pb, Zn	Pb
				Zn
54	Умлекано- Огоджинская – 11 Au, Ag, Cu, Mo/MZ			Cr
				Cu
				Pb
				Zn
				Mo

Площадь S, км ²	Единицы измерения	Прогнозные ресурсы Р (общий прогнозный потенциал)	Удельная продуктивность Р/С
1080	тыс. т	Р ₃ – 280	0,259
	тыс. т	Р ₃ – 1270	1,175
	тыс. т	Р ₃ – 6	0,005
	т	Р ₃ – 28**	0,025
	т	Р ₃ – 600**	0,555
1800	тыс. т	Р ₃ – 31	0,019
	т	Р ₃ – 24	0,014
1600	тыс. т	Р ₃ – 17	0,0106
	т	Р ₃ – 30	0,018
1850	т	Р ₂ – 25; Р ₃ – 200**	0,486
1600	тыс. т	Р ₁ – 3; Р ₂ – 7; Р ₃ – 15	0,015
600	тыс. т	Р ₃ – 20	0,04
	т	Р ₂ – 15; Р ₃ – 15	0,06
2500	тыс. т	Р ₃ – 67	0,027
	т	Р ₁ – 45,4; Р ₂ – 56; Р ₃ – 196	0,12
	т	Р ₁ – 3,581; Р ₂ – 0,64	0,002
	т	Р ₁ – 105	0,042
	млн т	Р ₃ – 100	0,04
900	т	Р ₂ – 50; Р ₃ – 75	0,122
600	т	Р ₃ – 50	0,114
1000	тыс. т	Р ₃ – 67	0,085
	т	Р ₁ – 46,4; Р ₂ – 6; Р ₃ – 71	0,122
	т	Р ₁ – 105	0,133
	млн т	Р ₃ – 100	0,126
750	тыс. т	Р ₃ – 400	0,533
	тыс. т	Р ₃ – 1100	1,47
30 600	млн т	Р ₃ – 30	0,001
	тыс. т	Р ₁ – 445; Р ₂ – 2216; Р ₃ – 3294	0,195
	тыс. т	Р ₂ – 86; Р ₃ – 4260	0,142
	тыс. т	Р ₂ – 59; Р ₃ – 588	0,021
	тыс. т	Р ₁ – 12,84; Р ₂ – 8; Р ₃ – 35	0,002

№ п/п	Минерагеническая зона и ее индекс	Рудный район и его индекс	Рудный узел и его индекс	Полезные ископаемые	
				W	
				Sn	
				Au _{кор}	
				Au _{рос}	
				Ag	
				Pt	
				Асбест	
				Тальк	
55		Гонжинский – 11.1 Au, Ag, Cu, Mo		Cu	
				Mo	
				W	
				Au _{кор}	
				Au _{рос}	
				Ag	
			56	Боргуликанский – 11.1.1 Cu, Au, Ag, Mo	Cu
					Mo
					Au _{кор}
					Ag
			57	Ольгинский – 11.1.2 Au, Ag, Mo	Cu
					Mo
					W
					Au _{кор}
					Ag
			58	Улунгинский – 11.1.3 Au, Ag, Cu	Cu
					Mo
					Au _{кор}
Ag					
59	Мамынский – 11.2 Au, Ag, Cu	Cr			
		Cu			

Площадь S, км ²	Единицы измерения	Прогнозные ресурсы Р (общий прогнозный потенциал)	Удельная продуктивность Р/С
	тыс. т	$P_1 - 3; P_2 - 33; P_3 - 60$	0,003
	тыс. т	$P_1 - 1,5; P_2 - 5,5; P_3 - 30$	0,001
	т	$P_1 - 163,72; P_2 - 115;$ $P_3 - 2129$	0,079
	т	$P_1 - 50,921; P_2 - 7,24;$ $P_3 - 0,364$	0,002
	т	$P_1 - 1169; P_2 - 444;$ $P_3 - 4231$	0,191
	т	$P_3 - 40$	0,001
	млн т	$P_1 - 0,1687$	0,000006
	млн т	$P_2 - 100; P_3 - 100$	0,007
6250	тыс. т	$P_1 - 445; P_2 - 700;$ $P_3 - 1960$	0,5
	тыс. т	$P_1 - 12,84; P_3 - 21$	0,005
	тыс. т	$P_2 - 2; P_3 - 28$	0,005
	т	$P_1 - 157,72; P_2 - 85;$ $P_3 - 231$	0,076
	т	$P_1 - 10,041; P_2 - 3,343$	0,002
	т	$P_1 - 1069; P_2 - 134;$ $P_3 - 1357$	0,41
2000	тыс. т	$P_1 - 445; P_3 - 130$	0,287
	тыс. т	$P_1 - 12,84; P_2 - 30$	0,021
	т	$P_1 - 110,32; P_3 - 60$	0,085
	т	$P_1 - 1017; P_3 - 430^{**}$	0,723
1400	тыс. т	$P_3 - 30$	0,021
	тыс. т	$P_3 - 6$	0,004
	тыс. т	$P_2 - 2; P_3 - 28$	0,021
	т	$P_1 - 22,8; P_2 - 61;$ $P_3 - 55$	0,106
	т	$P_1 - 21,7; P_2 - 90; P_3 - 875$	1,419
1700	тыс. т	$P_2 - 700; P_3 - 1600$	1,352
	тыс. т	$P_3 - 8$	0,005
	т	$P_1 - 15; P_2 - 24; P_3 - 116$	0,091
	т	$P_1 - 30; P_2 - 20; P_3 - 52$	0,06
14400	млн т	$P_3 - 30$	0,002
	тыс. т	$P_2 - 1516; P_3 - 1334$	0,198

№ п/п	Минерагеническая зона и ее индекс	Рудный район и его индекс	Рудный узел и его индекс	Полезные ископаемые
				Pb
				Zn
				Mo
				W
				Sn
				Au _{кор}
				Au _{рос}
				Ag
				Pt
				Асбест
				Тальк
60			Умлекано-Ясенский – 11.2.1 Au, Ag, Mo, Cu	Cu
				W
				Mo
				Au _{кор}
				Ag
61			Депско-Гаринский – 11.2.2 Au, Pt, Cr	Cr
				W
				Sn
				Au _{кор}
				Pt
				Асбест
				Тальк
62			Октябрьский – 11.2.3 Au, Ag, Cu	Cu
				Sn
				Au _{кор}
				Ag
63			Сохатинский – 11.2.4 Au, Ag, Cu	Cu
				Pb
				Zn
				Au _{кор}

Площадь S, км ²	Единицы измерения	Прогнозные ресурсы Р (общий прогнозный потенциал)	Удельная продуктивность Р/S
	тыс. т	P ₂ – 86; P ₃ – 4260	0,308
	тыс. т	P ₂ – 59; P ₃ – 588	0,045
	тыс. т	P ₂ – 8; P ₃ – 24	0,002
	тыс. т	P ₁ – 3; P ₂ – 31; P ₃ – 32	0,005
	тыс. т	P ₁ – 1,5; P ₂ – 5,5; P ₃ – 50	0,004
	т	P ₁ – 6; P ₂ – 30; P ₃ – 1524	0,108
	т	P ₁ – 40,88; P ₂ – 3,897; P ₃ – 0,364	0,003
	т	P ₁ – 100; P ₂ – 310; P ₃ – 920	0,092
	т	P ₃ – 40	0,003
	млн т	P ₁ – 0,1687	0,00001
	млн т	P ₂ – 100; P ₃ – 100	0,01
3000	тыс. т	P ₃ – 30	0,01
	тыс. т	P ₃ – 17	0,006
	тыс. т	P ₃ – 14	0,005
	т	P ₂ – 14; P ₃ – 47	0,02
	т	P ₂ – 10; P ₃ – 202	0,071
1500	млн т	P ₃ – 30	0,02
	тыс. т	P ₁ – 3; P ₂ – 12; P ₃ – 15	0,02
	тыс. т	P ₁ – 1,5; P ₂ – 5,5; P ₃ – 50	0,038
	т	P ₃ – 37	0,025
	т	P ₃ – 40	0,027
	млн т	P ₁ – 0,1687	0,0001
	млн т	P ₂ – 100; P ₃ – 100	0,066
2500	тыс. т	P ₂ – 1424	0,57
	тыс. т	P ₃ – 8	0,003
	т	P ₁ – 6; P ₂ – 15; P ₃ – 340**	0,144
	т	P ₁ – 100; P ₂ – 300; P ₃ – 258	0,263
3000	тыс. т	P ₂ – 92; P ₃ – 1144	0,412
	тыс. т	P ₂ – 86; P ₃ – 4260	1,449
	тыс. т	P ₂ – 59; P ₃ – 588	0,216
	т	P ₂ – 0,52; P ₃ – 1100**	0,367

№ п/п	Минерагеническая зона и ее индекс	Рудный район и его индекс	Рудный узел и его индекс	Полезные ископаемые
64			Меунский – 11.0.1 Au, Cu	Cu
				Au _{кор}
65			Бурундинский – 11.0.2 Au, Ag	Mo
				Au _{кор}
				Ag
66		Депский – 0.4 УК/J-K		УК
67	Амуро-Зейский – 12 УБ/P-N			УБ
68	Шимановско- Гаринская – 13 Fe, Pb, Zn, Au/AR-MZ			Fe
				Cu
				Pb
				Zn
				W
				Au _{кор}
				Au _{рос}
				Ag
69			Гаринский – 13.0.1 Fe	Fe
				Au _{рос}
70			Глубокинский – 13.0.2 Fe	Fe
71			Шимановский – 13.0.3 Fe	Fe
72			Чягоянский – 13.0.4 Pb, Zn, Au	Cu
				Pb
				Zn
				Au _{кор}
				Au _{рос}
				Ag
73			Майский – 13.0.5 Au, Ag	Cu
				W
				Au _{кор}
				Au _{рос}

Площадь S, км ²	Единицы измерения	Прогнозные ресурсы Р (общий прогнозный потенциал)	Удельная продуктивность Р/С
570	тыс. т	Р ₃ – 160	0,281
	т	Р ₃ – 170	0,298
3630	тыс. т	Р ₃ – 10	0,002
	т	Р ₃ – 204	0,056
	т	Р ₃ – 1350	0,372
2700	млн т	Р ₁ – 54,2; Р ₃ – 408,1	0,165
1300	млн т	Р ₁ – 945; Р ₂ – 270	0,935
26 600	млн т	Р ₁ – 400; Р ₂ – 2040	0,092
	тыс. т	Р ₃ – 84	0,003
	тыс. т	Р ₁ – 9; Р ₂ – 416; Р ₃ – 400	0,031
	тыс. т	Р ₁ – 26; Р ₂ – 1249; Р ₃ – 1100	0,09
	тыс. т	Р ₃ – 4	0,0001
	т	Р ₂ – 13,6; Р ₃ – 378	0,015
	т	Р ₁ – 2,427; Р ₂ – 1,651; Р ₃ – 5,989	0,0004
	т	Р ₃ – 370	0,014
1700		Р ₁ – 400; Р ₂ – 400	0,47
	т	Р ₁ – 0,949; Р ₂ – 1,167	0,001
1360	млн т	Р ₂ – 300	0,22
1080	млн т	Р ₂ – 540	0,5
1280	тыс. т	Р ₃ – 34	0,026
	тыс. т	Р ₁ – 9; Р ₂ – 416; Р ₃ – 400	0,683
	тыс. т	Р ₁ – 26; Р ₂ – 1249; Р ₃ – 1100	1,855
	т	Р ₂ – 2,6; Р ₃ – 48	0,039
	т	Р ₁ – 1,478; Р ₂ – 0,484	0,002
	т	Р ₃ – 70	0,054
1400	тыс. т	Р ₃ – 50	0,036
	тыс. т	Р ₃ – 4	0,003
	т	Р ₂ – 11; Р ₃ – 330**	0,244
	т	Р ₃ – 5,989	0,004

№ п/п	Минерагеническая зона и ее индекс	Рудный район и его индекс	Рудный узел и его индекс	Полезные ископаемые
				Ag
74			Селемджинский – 13.0.6 Fe	Fe
75			Альдиконский – 13.0.7 Fe	Fe
76		Огоджа- Гербикианский – 0.5 УК/К	УБ	
77	Западно-Туранская – 14 Au, Ag, Fe/AR, MZ			Fe
				Cu
				Au _{кор}
				Au _{рос}
				Ag
78			Быссинский – 14.0.1 Au, Ag	Cu
Au _{кор}				
Au _{рос}				
Ag				
79			Кайкойский – 14.0.2 Fe	Fe

* Прогнозные ресурсы в зависимости от детальности имеющихся материалов учитываются по категориям P₁, P₂ или P₃ и в сумме – Р (общий прогнозный потенциал). Общий минерально-сырьевой потенциал обозначается символом МП.

** Авторская оценка прогнозных ресурсов категории P₃.

Площадь S, км ²	Единицы измерения	Прогнозные ресурсы Р (общий прогнозный потенциал)	Удельная продуктивность Р/С
	т	Р ₃ – 300	0,214
1130	млн т	Р ₂ – 400	0,354
700	млн т	Р ₂ – 400	0,571
250	млн т	Р ₁ – 153,7; Р ₂ – 12,0	0,663
5300	млн т	Р ₁ – 33,9; Р ₃ – 318	0,066
	тыс. т	Р ₃ – 70	0,013
	т	Р ₃ – 40	0,008
	т	Р ₁ – 1,890; Р ₂ – 0,264	0,0004
	т	Р ₃ – 500	0,094
1000	тыс. т	Р ₃ – 70	0,07
	т	Р ₃ – 40	0,04
	т	Р ₁ – 1,890; Р ₂ – 0,264	0,002
	т	Р ₃ – 500	0,05
1100	млн т	Р ₁ – 33,9; Р ₃ – 318	0,352

Примечание. Прогнозные ресурсы и запасы приводятся: в миллионах тонн – для угля, Fe (железных руд), Cr (хромовых руд), Ti (TiO₂), апатитов (P₂O₅), фосфоритов (P₂O₅), асбеста, графита, талька, перлитов, кианита; в тысячах тонн – для Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Mo, W (WO₃), Sn, Hg, кварца; в тоннах – для цеолитов Au, Ag, Pt.

Общая оценка ресурсного потенциала

№ п/п	Минерагеническая зона и ее индекс	Рудный район и его индекс	Рудный узел и его индекс
1		Сутамский – 0.1 Fe/AR	
2	Тыркано-Учурская – 1 TR, R, U/AR–PR		
3		Эльгинский – 0.2 УК/Л	
4	Кун-Маньенская – 2 Ni, Cu, Pt/PR		Туксани-Кукурский – 2.0.1 Ni, Cu, Pt
5	Брянтино- Сугджарская – 3 Ti, Ni, Fe, Pt/AR, PR		Среднебрянтинский – 3.0.1 Ti, Ni, Fe, Pt
6	Северо-Становая – 4 Au, Ag, Mo/PR, MZ		
7		Сутамо-Брянтинский – 4.1 Au, Ag, Mo	

минералогических подразделений

Полезные ископаемые	Площадь S, км ²	Единицы измерения	Запасы категории А, В и С	Прогнозные ресурсы Р (общий прогнозный потенциал)	Сумма запасов и ресурсов
Fe	2300	млн т		P ₂ – 737; P ₃ – 1402	2139
	1700			н/о	
УК		млн т		н/о	
Cu	1250	тыс. т		P ₃ – 150**	150
Ni		тыс. т		P ₃ – 500**	500
Co		тыс. т		P ₃ – 20**	20
Pt		т		P ₃ – 50**	50
Ti	1800	млн т		P ₃ – 100	100
Ni		тыс. т		P ₃ – 400	400
Fe		млн т		P ₃ – 100	100
Co		тыс. т		P ₃ – 30	30
Au _{кор}		т		P ₃ – 20	20
Au _{рос}		т		P ₁ – 0,416; P ₂ – 0,052	0,468
Pt		т		P ₃ – 50	50
Апатиты		млн т		P ₃ – 17	17
Cu	25 200	тыс. т		P ₁ – 8,8; P ₂ – 60; P ₃ – 110	178,8
Pb		тыс. т		P ₂ – 14	14
Zn		тыс. т		P ₂ – 66; P ₃ – 310	376
Pb + Zn		тыс. т		P ₃ – 1490	1490
Mo		тыс. т		P ₂ – 588; P ₃ – 430	1018
Au _{кор}		т		P ₁ – 9,5; P ₂ – 108; P ₃ – 466	583,5
Au _{рос}		т		P ₁ – 5,78; P ₂ – 2,939; P ₃ – 4,33	13,049
Ag		т		P ₂ – 1403; P ₃ – 7763	9166
Cu	12 200	тыс. т		P ₁ – 8,8; P ₃ – 70	78,8
Pb + Zn		тыс. т		P ₃ – 530	530
Mo		тыс. т		P ₂ – 174; P ₃ – 224	568
Au _{кор}		т		P ₂ – 50; P ₃ – 209	259
Au _{рос}		т		P ₁ – 4,706; P ₂ – 2,343; P ₃ – 3,839	10,888
Ag		т		P ₂ – 1034; P ₃ – 5114	6148

№ п/п	Минерагеническая зона и ее индекс	Рудный район и его индекс	Рудный узел и его индекс
8			Верхнесутамский – 4.1.1 Au, Mo
9			Джелидинский – 4.1.2 Au, Ag, Mo
10			Сутамский – 4.1.3 Au, Hg
11			Десский – 4.1.4 Au, Ag
12			
			Верхнебрянтинский – 4.1.5 Au, Ag, Mo
13			Усмун-Нуямский – 4.1.6 Mo, Au
14			Усмунский – 4.1.7 Mo, Au
15		Токско-Алгаминский – 4.2 Au, Mo, Ag	
16			Чакатай-Бадисский – 4.2.1 Mo, Au

Полезные ископаемые	Площадь S, км ²	Единицы измерения	Запасы категории А, В и С	Прогнозные ресурсы Р (общий прогнозный потенциал)	Сумма запасов и ресурсов
Cu	1500	тыс. т		P ₃ – 70	70
Mo		тыс. т		P ₃ – 15	15
Au _{кор}		т		P ₂ – 23; P ₃ – 50	73
Au _{рос}		т		P ₁ – 0,936; P ₂ – 1,146; P ₃ – 0,947	3,029
Mo	1500	тыс. т		P ₃ – 100	100
Au _{кор}		т		P ₃ – 30	30
Au _{рос}		т		P ₁ – 2,695; P ₂ – 0,26; P ₃ – 1,792	4,747
Ag		т		P ₂ – 60	60
Au _{кор}	900	т		P ₃ – 20	20
Au _{рос}		т		P ₁ – 0,119; P ₂ – 0,52; P ₃ – 0,87	1,509
Pb + Zn	600	тыс. т		P ₃ – 530	530
Au _{кор}		т		P ₂ – 6; P ₃ – 12	18
Au _{рос}		т		P ₃ – 0,23	0,23
Ag		т		P ₂ – 728; P ₃ – 600	1328
Cu	300	тыс. т		P ₁ – 8,8	8,8
Mo		тыс. т		P ₃ – 54	54
Au _{кор}		т		P ₂ – 21; P ₃ – 60	81
Au _{рос}		т		P ₁ – 0,956; P ₂ – 0,417	1,373
Ag		т		P ₂ – 246; P ₃ – 3000	3246
Mo	1200	тыс. т		P ₃ – 55	55
Au _{кор}		т		P ₃ – 9	9
Ag		т		P ₃ – 480	480
Mo	800	тыс. т		P ₂ – 137	137
Au		т		P ₃ – 40	40
Cu	4400	тыс. т		P ₂ – 60	60
Pb+Zn		тыс. т		P ₃ – 420	420
Mo		тыс. т		P ₂ – 270	270
Au _{кор}		т		P ₃ – 54	54
Au _{рос}		т		P ₁ – 0,654	0,654
Ag		т		P ₃ – 216	216
Cu	1500	тыс. т		P ₂ – 60	60
Mo		тыс. т		P ₂ – 270	270

№ п/п	Минерагеническая зона и ее индекс	Рудный район и его индекс	Рудный узел и его индекс
17			Верхнетоцкий – 4.2.2 Au, Ag
18			Окононский – 4.0.1 Au, Mo, Ag
19			Купури-Майский – 4.0.2 Au, Mo, Ag
20			Унинский – 4.0.3 Mo, U
21	Южно-Становая – 5 Au, Ag, Mo/MZ		
22			Верхнежелтулинский – 5.0.1 Au, Ag, Mo
23			Унахинский – 5.0.2 Au, Ag, Mo
24			Мульмугинский – 5.0.3 Au, Ag, Mo

Полезные ископаемые	Площадь S, км ²	Единицы измерения	Запасы категории А, В и С	Прогнозные ресурсы Р (общий прогнозный потенциал)	Сумма запасов и ресурсов
Pb + Zn	1300	тыс. т		P ₃ – 420	420
Au _{кор}		т		P ₃ – 54	54
Au _{рос}		т		P ₁ – 0,654	0,654
Ag		т		P ₃ – 216	216
Pb + Zn	970	тыс. т		P ₃ – 540	540
Mo		тыс. т		P ₃ – 22	22
Au _{кор}		т		P ₂ – 13; P ₃ – 11	24
Ag	2000	т		P ₂ – 260; P ₃ – 153	413
Pb		тыс. т		P ₂ – 14	14
Zn		тыс. т		P ₂ – 66	66
Mo		тыс. т		P ₂ – 144 ; P ₃ – 152	196
Au _{кор}		т	0,59	P ₁ – 9,5; P ₂ – 45; P ₃ – 167	222,09
Au _{рос}		т		P ₁ – 0,42; P ₂ – 0,596; P ₃ – 0,491	1,507
Ag		т		P ₂ – 109; P ₃ – 2280	2389
Cu		тыс. т		P ₃ – 40	40
Zn	1600	тыс. т		P ₃ – 310	310
Mo		тыс. т		P ₃ – 32	32
Au _{кор}		т		P ₃ – 13	13
Pb + Zn	15 100	тыс. т		P ₃ – 230	230
Mo		тыс. т		P ₂ – 41; P ₃ – 66	115
W		тыс. т		P ₃ – 8	8
Au _{кор}		т		P ₁ – 7; P ₂ – 161; P ₃ – 270	438
Au _{рос}		т		P ₁ – 8,718; P ₂ – 2,291; P ₃ – 0,051	11,519
Ag		т		P ₂ – 720; P ₃ – 560	1280
Au _{кор}	530	т		P ₂ – 14	14
Au _{рос}		т		P ₁ – 0,776; P ₂ – 0,53; P ₃ – 0,051	1,357
Mo	2370	тыс. т		P ₂ – 15	15
Au _{кор}		т		P ₁ – 7; P ₂ – 10; P ₃ – 60	77
Au _{рос}		т		P ₁ – 1,244; P ₂ – 1,064	2,308
Mo	1040	тыс. т		P ₂ – 8; P ₃ – 65	73
Au		т		P ₂ – 5; P ₃ – 50	55
Ag		т		P ₂ – 50; P ₃ – 150	200

№ п/п	Минерагеническая зона и ее индекс	Рудный район и его индекс	Рудный узел и его индекс
25		Сугджарский – 5.1 Au, Ag, Mo	
26			Бомнакский – 5.1.1 Au, Ag
27			Улягирский – 5.1.2 Au, Ag
28			Бомнак-Улягирский – 5.1.3 Au, Ag, Mo
29			Кинляндякский – 5.0.4 Au
30	Сивакано- Чогарская – 6Fe, Ti/AR		
31		Сиваканский – 6.1 Fe	
32		Чогарский – 6.2 Fe, Ti, ap	
33		Чогаро-Удыхинский – 6.3 Au, Ag, Mo	
34			Верхнеаргинский – 6.0.1 Cu, Mo, Ag
35	Джелтулакская – 7 Au, Mo, Ni, Pt/AR– PR, MZ		

Полезные ископаемые	Площадь S, км ²	Единицы измерения	Запасы категории А, В и С	Прогнозные ресурсы Р (общий прогнозный потенциал)	Сумма запасов и ресурсов
Pb + Zn	8200	тыс. т		P ₃ – 230	230
Mo		тыс. т		P ₂ – 26; P ₃ – 1	27
W		тыс. т		P ₂ – 8	8
Au _{кор}		т		P ₂ – 118; P ₃ – 140	258
Au _{рос}		т		P ₁ – 5,041; P ₂ – 0,589	5,63
Ag		т		P ₂ – 670; P ₃ – 410	1080
Pb + Zn	1670	тыс. т		P ₃ – 230	230
Mo		тыс. т		P ₃ – 1	1
Au _{кор}		т		P ₃ – 50	50
Ag		т		P ₃ – 250	250
Au _{кор}	720	т		P ₃ – 20	20
Mo	1930	тыс. т		P ₂ – 26	26
W		тыс. т		P ₂ – 8	8
Au _{кор}		т		P ₂ – 118; P ₃ – 70	188
Ag		т		P ₂ – 670; P ₃ – 160	830
Au _{рос}	1800	т		P ₁ – 1,657; P ₂ – 0,108	1,765
Fe	16 700	млн т		P ₁ – 120; P ₂ – 100; P ₃ – 1160	1380
Cu		тыс. т		P ₃ – 2000**	2000
Mo		тыс. т		P ₃ – 116**	116
Au		т		P ₃ – 50	50
Ag		т		P ₃ – 1450**	1450
Fe	8400	млн т		P ₁ – 120; P ₂ – 100; P ₃ – 1160	1380
	1100			н/о	
Au	2850	т		P ₃ – 50	50
Cu	1100	тыс. т		P ₃ – 2000**	2000
Mo		тыс. т		P ₃ – 116**	116
Ag		т		P ₃ – 1450**	1450
Fe	6200	млн т	3,3	P ₁ – 1,5; P ₂ – 35,4	40,2
Ti		млн т		P ₁ – 1,31; P ₂ – 3,0	4,31

№ п/п	Минерагеническая зона и ее индекс	Рудный район и его индекс	Рудный узел и его индекс
36		Дамбукинский – 7.1 Au, Mo, Ni, Pt (Гилульская геохимическая потенциально медно- никеленосная с платиноидами зона)	
37			Джалта-Уганский – 7.1.1 Au, Mo, Ni, Pt

Полезные ископаемые	Площадь S, км ²	Единицы измерения	Запасы категории А, В и С	Прогнозные ресурсы Р (общий прогнозный потенциал)	Сумма запасов и ресурсов
Cu	6000	тыс. т		P ₁ – 40,5; P ₂ – 52,7; P ₃ – 144**	237,2
Ni		тыс. т		P ₃ – 505**	505
Co		тыс. т		P ₃ – 72**	72
Mo		тыс. т		P ₁ – 10 ; P ₂ – 80; P ₃ – 26	116
Au		т		P ₁ – 16 ; P ₂ – 21; P ₃ – 196	248
Au _{рос}		т		P ₁ – 31,431; P ₂ – 9,956; P ₃ – 37,904	79,291
Pt		т		P ₃ – 50**	50
Кварц		млн т		P ₁ – 2; P ₂ – 2,8; P ₃ – 64	68,8
Кианит		млн т		P ₃ – 432	432
Графит		млн т		P ₂ – 17,3	17,3
Цеолиты		млн т	2442	P ₁ – 6000; P ₃ – 44000	52 442
Перлиты		млн т		P ₂ – 5,4	5,4
Fe	6000	млн т	3,3	P ₁ – 1,5; P ₂ – 35,4	40,2
Ti		млн т		P ₁ – 1,31; P ₂ – 3,0	4,31
Cu		тыс. т		P ₁ – 40,5; P ₂ – 52,7; P ₃ – 144**	237,2
Ni		тыс. т		P ₃ – 505**	505
Co		тыс. т		P ₃ – 72**	72
Mo		тыс. т		P ₁ – 10 ; P ₂ – 80; P ₃ – 26	116
Au _{кор}		т		P ₁ – 16 ; P ₂ – 21; P ₃ – 196	248
Au _{рос}		т		P ₁ – 31,431; P ₂ – 9,956; P ₃ – 37,904	79,291
Pt		т		P ₃ – 50**	50
Кварц		тыс. т		P ₁ – 2; P ₂ – 2,8; P ₃ – 64	68,8
Кианит		млн т		P ₃ – 432	432
Графит		млн т		P ₂ – 17,3	17,3
Цеолиты		млн т	2442	P ₁ – 6000; P ₃ – 44000	52 442
Перлиты		млн т		P ₂ – 5,4	5,4
Fe	3400	млн т		P ₁ – 1,5; P ₂ – 3,5	5,0
Ti		млн т		P ₁ – 1,31; P ₂ – 3	4,31
Cu		тыс. т		P ₁ – 40,5; P ₂ – 52,7; P ₃ – 91**	184,2

№ п/п	Минерагеническая зона и ее индекс	Рудный район и его индекс	Рудный узел и его индекс
38			Золотогорско-Успеновский – 7.1.2 Au, Fe, Ni
39			Снежногорский – 7.1.3 Au
40		Верхне-Зейский – 0.3 УБ/Р–N	
41	Янкано- Джагдинская – 8 Hg, Au, Cu/PZ, MZ		
42		Долбырь-Тунгалинский – 8.1 Hg, Au, Cu	

Полезные ископаемые	Площадь S, км ²	Единицы измерения	Запасы категории А, В и С	Прогнозные ресурсы Р (общий прогнозный потенциал)	Сумма запасов и ресурсов
Ni		тыс. т		P ₃ – 374**	374
Со		тыс. т		P ₃ – 46**	46
Мо		тыс. т		P ₁ – 10 ; P ₂ – 80; P ₃ – 25	115
Au		т		P ₂ – 11; P ₃ – 100	111
Pt		т		P ₃ – 37**	37
Кварц		тыс. т		P ₁ – 2; P ₂ – 2,8; P ₃ – 64	68,8
Графит		млн т		P ₂ – 17,3	17,3
Цеолиты		млн т	2442	P ₁ – 6000; P ₃ – 44000	52 442
Перлиты		млн т		P ₂ – 5,4	5,4
Fe	1600	млн т	3,3	P ₂ – 31,9	31,9
Cu		тыс. т		P ₃ – 53**	53
Ni		тыс. т		P ₃ – 131**	131
Со		тыс. т		P ₃ – 26**	26
Мо		тыс. т		P ₃ – 1	1
Au		т		P ₁ – 16 ; P ₂ – 10; P ₃ – 35	61
Pt		т		P ₃ – 13**	13
Кианит		млн т		P ₃ – 432	432
Au _{кор}	250	т		P ₃ – 76	76
УБ	9700	млн т		P ₂ – 150; P ₃ – 16343	16 493
Cu	20 000	тыс. т		P ₃ – 280	280
Pb + Zn		тыс. т		P ₃ – 1270	1270
Мо		тыс. т		P ₃ – 6	6
Hg		тыс. т		P ₁ – 3; P ₂ – 7; P ₃ – 83	97
Au _{кор}		т		P ₂ – 40; P ₃ – 297**	337
Au _{рос}		т		P ₁ – 6,309; P ₂ – 9,559; P ₃ – 25,777	41,645
Ag		т		P ₃ – 600**	600
Cu	6400	тыс. т		P ₃ – 280	280
Pb + Zn		тыс. т		P ₃ – 1270	1270
Мо		тыс. т		P ₃ – 6	6
Hg		тыс. т		P ₃ – 48	48
Au _{кор}		т		P ₃ – 82	82
Ag		т		P ₃ – 600**	600

№ п/п	Минерагеническая зона и ее индекс	Рудный район и его индекс	Рудный узел и его индекс
43			Гармаканский – 8.1.1 Cu, Au
44			Долбырский – 8.1.2 Hg, Au
45			Тунгала-Туксинский – 8.1.3 Hg, Au
46			Унья-Бомский – 8.0.1 Au
47			Ланский – 8.0.2 Hg
48			Инняхский – 8.0.3 Au, Hg
49	Селемджино- Кербинская – 9 Au/PZ, MZ		
50			Нимканский – 9.0.1 Au
51			Эгорский – 9.0.2 Au
52			Маломырский – 9.0.3 Au, Mo
53	Ольдойско- Сагайская – 10 Pb, Zn/PZ		Зея-Урканский – 10.0.1 Pb, Zn
54	Умлекано- Огоджинская – 11 Au, Ag, Cu, Mo/MZ		

Полезные ископаемые	Площадь S, км ²	Единицы измерения	Запасы категории А, В и С	Прогнозные ресурсы Р (общий прогнозный потенциал)	Сумма запасов и ресурсов
Cu	1080	тыс. т		P ₃ – 280	280
Pb + Zn		тыс. т		P ₃ – 1270	1270
Mo		тыс. т		P ₃ – 6	6
Au _{кор}		т		P ₃ – 28**	28
Ag		т		P ₃ – 600**	600
Hg	1800	тыс. т		P ₃ – 31	31
Au _{кор}		т		P ₃ – 24	24
Hg	1600	тыс. т		P ₃ – 17	17
Au _{кор}		т		P ₃ – 30	30
Au _{кор}	1850	т		P ₂ – 25; P ₃ – 200**	225
Hg	1600	тыс. т	0,512	P ₁ – 3; P ₂ – 7; P ₃ – 15	25
Hg	600	тыс. т		P ₃ – 20	20
Au _{кор}		т		P ₂ – 15; P ₃ – 15	30
Mo	2500	тыс. т		P ₃ – 67	67
Au _{кор}		т		P ₁ – 45,4; P ₂ – 56; P ₃ – 196	450,3
Au _{рос}		т		P ₁ – 3,581; P ₂ – 0,64	4,221
Ag		т		P ₁ – 105	105
Фосфориты		млн т		P ₃ – 100	100
Au _{кор}	900	т		P ₂ – 50; P ₃ – 75	125
Au _{кор}	600	т		P ₃ – 50	50
Mo	1000	тыс. т		P ₃ – 67	67
Au _{кор}		т	36,9	P ₁ – 46,4; P ₂ – 6; P ₃ – 71	160,3
Ag		т		P ₁ – 105	105
Фосфориты		млн т		P ₃ – 100	100
Pb	750	тыс. т		P ₃ – 400	400
Zn		тыс. т		P ₃ – 1100	1100
Cr	30 600	млн т		P ₃ – 30	30
Cu		тыс. т	290	P ₁ – 445; P ₂ – 2216; P ₃ – 3294	6245
Pb		тыс. т		P ₂ – 86; P ₃ – 4260	4346
Zn		тыс. т		P ₂ – 59; P ₃ – 588	647
Mo		тыс. т	4,2	P ₁ – 12,84; P ₂ – 8; P ₃ – 35	60,04
W		тыс. т		P ₁ – 3; P ₂ – 33; P ₃ – 60	96

№ п/п	Минерагеническая зона и ее индекс	Рудный район и его индекс	Рудный узел и его индекс
55		Гонжинский – 11.1Au, Ag, Cu, Mo	
56			Боргуликанский – 11.1.1 Cu, Au, Ag, Mo
57			Ольгинский – 11.1.2 Au, Ag, Mo
58			Улунгинский – 11.1.3 Au, Ag, Cu
59		Мамынский – 11.2 Au, Ag, Cu	

Полезные ископаемые	Площадь S, км ²	Единицы измерения	Запасы категории А, В и С	Прогнозные ресурсы Р (общий прогнозный потенциал)	Сумма запасов и ресурсов
Sn		тыс. т		P ₁ – 1,5; P ₂ – 5,5; P ₃ – 30	37
Au _{кор}		т	102,821	P ₁ – 163,72; P ₂ – 115; P ₃ – 2129	2510,541
Au _{рос}		т		P ₁ – 50,921; P ₂ – 7,24; P ₃ – 0,364	58,525
Ag		т	283,4	P ₁ – 1169; P ₂ – 444; P ₃ – 4231	6127,4
Pt		т		P ₃ – 40	40
Асбест		млн т	0,2128	P ₁ – 0,1687	0,3815
Тальк		млн т		P ₂ – 100; P ₃ – 100	200
Cu	6250	тыс. т	290	P ₁ – 445; P ₂ – 700; P ₃ – 1960	3395
Mo		тыс. т	4,2	P ₁ – 12,84; P ₃ – 21	38,2
W		тыс. т		P ₂ – 2; P ₃ – 28	30
Au _{кор}		т	102,821	P ₁ – 157,72; P ₂ – 85; P ₃ – 231	566,941
Au _{рос}		т		P ₁ – 10,041; P ₂ – 3,343	13,384
Ag		т	283,4	P ₁ – 1069; P ₂ – 134; P ₃ – 1357	2843,4
Cu	2000	тыс. т	290	P ₁ – 445; P ₃ – 130	865
Mo		тыс. т	4,2	P ₁ – 12,84; P ₂ – 30	47,2
Au _{кор}		т	34,1	P ₁ – 110,32; P ₃ – 60	204,42
Ag		т	170	P ₁ – 1017; P ₃ – 430**	1617
Cu	1400	тыс. т		P ₃ – 30	30
Mo		тыс. т		P ₃ – 6	6
W		тыс. т		P ₂ – 2; P ₃ – 28	30
Au		т	C ₂ – 6,765	P ₁ – 22,8; P ₂ – 61; P ₃ – 55	145,565
Ag		т	C ₂ – 19,5	P ₁ – 21,7; P ₂ – 90; P ₃ – 875	1006,2
Cu	1700	тыс. т		P ₂ – 700; P ₃ – 1600	2300
Mo		тыс. т		P ₃ – 8	8
Au		т	37,527	P ₁ – 15; P ₂ – 24; P ₃ – 116	192,527
Ag		т	93,9	P ₁ – 30; P ₂ – 20; P ₃ – 52	195,9
Cr	14400	млн т		P ₃ – 30	30
Cu		тыс. т		P ₂ – 1516; P ₃ – 1334	2850
Pb		тыс. т		P ₂ – 86; P ₃ – 4260	4346

№ п/п	Минерагеническая зона и ее индекс	Рудный район и его индекс	Рудный узел и его индекс
60			Умлекано-Ясненский – 11.2.1 Au, Ag, Mo, Cu
61			Депско-Гаринский – 11.2.2 Au, Pt, Cr
62			Октябрьский – 11.2.3 Au, Ag, Cu
63			Сохатиный – 11.2.4 Au, Ag, Cu
64			Меунский – 11.0.1 Au, Cu

Полезные ископаемые	Площадь S, км ²	Единицы измерения	Запасы категории А, В и С	Прогнозные ресурсы Р (общий прогнозный потенциал)	Сумма запасов и ресурсов
Zn		тыс. т		P ₂ – 59; P ₃ – 588	647
Mo		тыс. т		P ₂ – 8; P ₃ – 24	32
W		тыс. т		P ₁ – 3; P ₂ – 31; P ₃ – 32	66
Sn		тыс. т		P ₁ – 1,5; P ₂ – 5,5; P ₃ – 50	57
Au _{кор}		т		P ₁ – 6; P ₂ – 30; P ₃ – 1524	1560
Au _{рос}		т		P ₁ – 40,88; P ₂ – 3,897; P ₃ – 0,364	45,141
Ag		т		P ₁ – 100; P ₂ – 310; P ₃ – 920	1330
Pt		т		P ₃ – 40	40
Асбест		млн т	0,2128	P ₁ – 0,1687	0,3815
Тальк		млн т		P ₂ – 100; P ₃ – 100	200
Cu	3000	тыс. т		P ₃ – 30	30
W		тыс. т		P ₃ – 17	17
Mo		тыс. т		P ₃ – 14	14
Au _{кор}		т		P ₂ – 14; P ₃ – 47	61
Ag		т		P ₂ – 10; P ₃ – 202	212
Cr	1500	млн т		P ₃ – 30	30
W		тыс. т		P ₁ – 3; P ₂ – 12; P ₃ – 15	30
Sn		тыс. т		P ₁ – 1,5; P ₂ – 5,5; P ₃ – 50	57
Au _{кор}		т		P ₃ – 37	37
Pt		т		P ₃ – 40	40
Асбест		млн т	0,2128	P ₁ – 0,1687	0,3815
Тальк		млн т		P ₂ – 100; P ₃ – 100	200
Cu	2500	тыс. т		P ₂ – 1424	1424
Sn		тыс. т		P ₃ – 8	8
Au _{кор}		т		P ₁ – 6; P ₂ – 15; P ₃ – 340**	361
Ag		т		P ₁ – 100; P ₂ – 300; P ₃ – 258	658
Cu	3000	тыс. т		P ₂ – 92; P ₃ – 1144	1236
Pb		тыс. т		P ₂ – 86; P ₃ – 4260	4346
Zn		тыс. т		P ₂ – 59; P ₃ – 588	647
Au _{кор}		т		P ₂ – 0,52; P ₃ – 1100**	1100,52
Cu	570	тыс. т		P ₃ – 160	160

№ п/п	Минерагеническая зона и ее индекс	Рудный район и его индекс	Рудный узел и его индекс
65			Бурундинский – 11.0.2 Au, Ag
66			Депский – 0.4 УК/J–K
67	Амуро-Зейский – 12 УБ/P–N		
68	Шимановско- Гаринская – 13 Fe, Pb, Zn, Au/AR–MZ		
69			Гаринский – 13.0.1 Fe
70			Глубокинский – 13.0.2 Fe
71			Шимановский – 13.0.3 Fe
72			Чягоянский – 13.0.4 Pb, Zn, Au
73			Майский – 13.0.5 Au, Ag
74			Селемджинский – 13.0.6 Fe

Полезные ископаемые	Площадь S, км ²	Единицы измерения	Запасы категории А, В и С	Прогнозные ресурсы Р (общий прогнозный потенциал)	Сумма запасов и ресурсов
Au _{кор}		т		P ₃ – 170	170
Mo	3630	тыс. т		P ₃ – 10	10
Au _{кор}		т		P ₃ – 204	204
Ag		т		P ₃ – 1350	1350
УК	2700	млн т		P ₁ – 54,2; P ₃ – 408,1	462,3
УБ	1300	млн т	597	P ₁ – 945; P ₂ – 270	1812
Fe	26600	млн т	479,96	P ₁ – 400; P ₂ – 2040	2919,96
Cu		тыс. т		P ₃ – 84	84
Pb		тыс. т	134	P ₁ – 9; P ₂ – 416; P ₃ – 400	959
Zn		тыс. т	366	P ₁ – 26; P ₂ – 1249; P ₃ – 1100	2741
W		тыс. т		P ₃ – 4	4
Au _{кор}		т		P ₂ – 13,6; P ₃ – 378	391,6
Au _{рос}		т		P ₁ – 2,427; P ₂ – 1,651; P ₃ – 5,989	
Ag		т		P ₃ – 370	370
Fe	1700	млн т	395	P ₁ – 400; P ₂ – 400	1195
Au _{рос}		т		P ₁ – 0,949; P ₂ – 1,167	2,116
Fe	1360	млн т		P ₂ – 300	300
Fe	1080	млн т	84	P ₂ – 540	624
Cu	1280	тыс. т		P ₃ – 34	34
Pb		тыс. т	134	P ₁ – 9; P ₂ – 416; P ₃ – 400	959
Zn		тыс. т	366	P ₁ – 26; P ₂ – 1249; P ₃ – 1100	2741
Au _{кор}		т		P ₂ – 2,6; P ₃ – 48	50,6
Au _{рос}		т		P ₁ – 1,478; P ₂ – 0,484	1,962
Ag		т		P ₃ – 70	70
Cu	1400	тыс. т		P ₃ – 50	50
W		тыс. т		P ₃ – 4	4
Au _{кор}		т		P ₂ – 11; P ₃ – 330**	341
Au _{рос}		т		P ₃ – 5,989	5,989
Ag		т		P ₃ – 300	300
Fe	1130	млн т	0,96	P ₂ – 400	400,96

№ п/п	Минерагеническая зона и ее индекс	Рудный район и его индекс	Рудный узел и его индекс
75	Западно-Туранская – 14 Au, Ag, Fe/AR, MZ	Огоджа-Гербиканский – 0.5 УК/К	Альдиконский – 13.0.7 Fe
76			
77			
78			Быссинский – 14.0.1 Au, Ag
79			Кайкойский – 14.0.2 Fe

* Прогнозные ресурсы в зависимости от детальности имеющихся материалов учитываются по категориям P_1 , P_2 или P_3 и в сумме – P (общий прогнозный потенциал). Общий минерально-сырьевой потенциал обозначается символом МП.

** Авторская оценка прогнозных ресурсов категории P_3 .

Полезные ископаемые	Площадь S, км ²	Единицы измерения	Запасы категории А, В и С	Прогнозные ресурсы Р (общий прогнозный потенциал)	Сумма запасов и ресурсов
Fe	700	млн т		P ₂ – 400	400
УБ	250	млн т		P ₁ – 153,7; P ₂ – 12,0	165,7
Fe	5300	млн т		P ₁ – 33,9; P ₃ – 318	351,9
Cu		тыс. т		P ₃ – 70	70
Au _{кор}		т		P ₃ – 40	40
Au _{рос}		т		P ₁ – 1,890; P ₂ – 0,264	2,154
Ag		т		P ₃ – 500	500
Cu	1000	тыс. т		P ₃ – 70	70
Au _{кор}		т		P ₃ – 40	40
Au _{рос}		т		P ₁ – 1,890; P ₂ – 0,264	2,154
Ag		т		P ₃ – 500	500
Fe	1100	млн т		P ₁ – 33,9; P ₃ – 318	351,9

Примечание. Прогнозные ресурсы и запасы приводятся: в миллионах тонн – для угля, Fe (железных руд), Cr (хромовых руд), Ti (TiO₂), апатитов (P₂O₅), фосфоритов (P₂O₅), асбеста, графита, талька, перлитов, кианита; в тысячах тонн – для Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Mo, W (WO₃), Sn, Hg, кварца; в тоннах – для цеолитов Au, Ag, Pt.

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых территории листа N-52

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
I. Горючие ископаемые I.1. Твердые горючие ископаемые	Уголь каменный, млн т	КР – 3, М – 2, П – 5	P ₁	207,9
			P ₂	12
			P ₃	408,1
	Уголь бурый, млн т	ББ – 1, БР – 1, М – 4, П – 26	P ₁	945
			P ₂	420
			P ₃	16 343
II. Металлические ископаемые II.1. Черные металлы	Железо, млн т	МЗ – 4, РР – 4, РУ – 8, М – 8, П – 13	P ₁	555,4
			P ₂	2912,4
			P ₃	2980
	Хром, млн т	МЗ – 1, РР – 1, РУ – 1, П – 1	P ₁	–
			P ₂	–
			P ₃	30
	Титан, млн т	МЗ – 1, РУ – 1, П – 1	P ₁	–
			P ₂	–
			P ₃	100
II.2. Цветные металлы	Медь, тыс. т	МЗ – 8, РР – 6, РУ – 19, М – 1, П – 9	P ₁	494,5
			P ₂	2328,7
			P ₃	6132
	Свинец, тыс. т	МЗ – 4, РР – 1, РУ – 4, М – 1, П – 8	P ₁	9
			P ₂	516
			P ₃	5060
	Цинк, тыс. т	МЗ – 4, РР – 1, РУ – 5, М – 1, П – 8	P ₁	26
			P ₂	1315
			P ₃	2510
	Свинец + цинк, тыс. т	МЗ – 3, РР – 4, РУ – 5	P ₁	–
			P ₂	–
			P ₃	2990
	Никель, тыс. т	МЗ – 3, РР – 1; РУ – 4, П – 4	P ₁	–
			P ₂	–
			P ₃	1405

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
II.2. Цветные металлы	Кобальт, тыс. т	МЗ – 3, РР – 1, РУ – 4, П – 4	P ₁	–
			P ₂	–
			P ₃	122
	Молибден, тыс. т	МЗ – 7, РР – 8, РУ – 23, П – 26	P ₁	22,84
			P ₂	725
			P ₃	746
	Вольфрам, тыс. т	МЗ – 3, РР – 3, РУ – 5, П – 3	P ₁	3
			P ₂	41
			P ₃	64
	Олово, тыс. т	МЗ – 1, РР – 1, РУ – 2, П – 2	P ₁	1,5
			P ₂	5,5
			P ₃	58
	Ртуть, тыс. т	МЗ – 2, РР – 2, РУ – 4, М – 2, П – 8	P ₁	3
			P ₂	7
			P ₃	83
II.3. Благородные металлы	Золото коренное, т	МЗ – 10, РР – 8, РУ – 42, М – 7, П – 75	P ₁	241,72
			P ₂	500,6
			P ₃	4002
	Золото россыпное, т	МЗ – 9, РР – 6, РУ – 15, М – 461, П – 231	P ₁	114,608
			P ₂	35,184
			P ₃	74,415
	Серебро, т	МЗ – 8, РР – 7, РУ – 26, П – 48	P ₁	1274
			P ₂	2567
			P ₃	15 474
	Платина и платиноиды, т	МЗ – 4, РР – 2, РУ – 5, П – 3	P ₁	–
			P ₂	–
			P ₃	190
III. Неметаллические ископаемые III.1. Оптические материалы	Кварц оптический, тыс. т	МЗ – 1, РР – 1, РУ – 2, П – 8	P ₁	2
			P ₂	2,8
			P ₃	64
III.2. Минеральные удобрения	Апатиты, млн т	МЗ – 1, РУ – 1, П – 1	P ₁	–
			P ₂	–
			P ₃	17

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
III.2. Минеральные удобрения	Фосфориты, млн т	МЗ – 1, РУ – 1, П – 5	P ₁	–
			P ₂	–
			P ₃	100
III.3. Керамическое и огнеупорное сырье	Высокоглиноземистые материалы, млн т	МЗ – 1, РР – 1, РУ – 1, П – 1	P ₁	–
			P ₂	–
			P ₃	432
III.4. Горнотехническое сырье	Асбест, млн т	МЗ – 1, РР – 1, РУ – 1, М – 1	P ₁	0,1687
			P ₂	–
			P ₃	–
	Тальк, млн т	МЗ – 1, РР – 1, РУ – 1, П – 1	P ₁	–
			P ₂	100
			P ₃	100
	Графит, млн т	МЗ – 1, РР – 1, РУ – 1, П – 1	P ₁	–
			P ₂	17,3
			P ₃	–
	Цеолиты, млн т	МЗ – 1, РР – 1, РУ – 1, М – 1, П – 2	P ₁	6
			P ₂	–
			P ₃	44
III.5. Строительные материалы	Перлиты, млн т	МЗ – 1, РР – 1, РУ – 1, П – 1	P ₁	–
			P ₂	5,4
			P ₃	–

Примечание. Сокращенные обозначения минерагенических таксонов: МЗ – минерагеническая зона, РР – рудный район; РУ – рудный узел; ББ – буроугольный бассейн, БР – буроугольный район; КР – каменноугольный район; М – месторождение, П – проявление.

Прогнозные ресурсы приводятся: в миллионах тонн – для угля, Fe (железных руд), Cr (хромовых руд), Ti (TiO₂), апатитов (P₂O₅), фосфоритов (P₂O₅), асбеста, графита, талька, перлитов, кианита; в тысячах тонн – для Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Mo, W (WO₃), Sn, Hg, кварца; в тоннах – для цеолитов Au, Ag, Pt.

Состояние апробации прогнозных ресурсов по территории листа N-52

Индекс и название минерагенических подразделений	Вид полезного ископаемого. Еденицы измерения	Прогнозные ресурсы								
		Ученные НТС МПР РФ по состоянию на 1.01.1998 г.			Прошедшие экспертизу отраслевых НИИ МПР РФ по состоянию на 1.01.2003 г.			Предлагаемые автором по состоянию на 1.01.2005 г.		
		P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃
Алданская минерагеническая провинция										
0.1. Сутамский РР	Железо, млн т руды								737	1402
1. Тыркано-Учурская МЗ										
0.2. Эльгинский угольный район										
Становая минерагеническая провинция										
2. Кун-Маньенская МЗ 2.0.1. Туксани-Кукурский РУ	Медь, тыс. т									150
	Никель, тыс. т									500
	Кобальт, тыс. т									20
	Платина, т									50
3. Брянтино-Сугджарская МЗ 3.0.1. Среднебрянтинский ПРУ	Титан, млн т TiO ₂									100
	Никель, тыс. т									400
	Железо, млн т руды									100
	Кобальт, тыс. т									30
	Золото кор.*, т									20
	Золото рос., т							0,416	0,052	
	Платина, т									50
	Апатиты, млн т									17

Индекс и название минерагенических подразделений	Вид полезного ископаемого. Единицы измерения	Прогнозные ресурсы								
		Учтенные НТС МПР РФ по состоянию на 1.01.1998 г.			Прошедшие экспертизу отраслевых НИИ МПР РФ по состоянию на 1.01.2003 г.			Предлагаемые автором по состоянию на 1.01.2005 г.		
		P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃
4. Северо-Становая МЗ	Медь, тыс.т							8,8	60	110
	Свинец, тыс.т								14	
	Цинк, тыс. т								66	310
	Свинец + цинк, тыс.т									1490
	Молибден, тыс. т								588	430
	Золото кор., т							9,5	108	466
	Золото рос., т							5,78	2,939	4,33
	Серебро, т								1403	7763
4.1. Сутамо-Брянтинский ПРР	Медь, тыс.т							8,8		70
	Свинец + цинк, тыс.т									530
	Молибден, тыс. т								174	224
	Золото кор., т								50	209
	Золото рос., т							4,706	2,343	3,839
	Серебро, т								1034	5114
4.1.1. Верхнесутамский ПРУ	Медь, тыс.т									70
	Молибден, тыс. т									15
	Золото кор., т								23	50
	Золото рос., т							0,936	1,146	0,947

4.1.2. Джелидинский ПРУ	Молибден, тыс. т									100
	Золото кор., т									30
	Золото рос., т							2,695	0,26	1,792
	Серебро, т								60	
4.1.3. Сутамский ПРУ	Золото кор., т									20
	Золото рос., т							0,119	0,52	0,87
4.1.4. Десский ПРУ	Свинец + цинк, тыс.т									530
	Золото кор., т								6	12
	Золото рос., т									0,23
	Серебро, т					110	230		728	600
4.1.5. Верхнебрянтинский ПРУ	Медь, тыс. т							8,8		
	Молибден, тыс. т									54
	Золото кор., т					15	60		21	60
	Золото рос., т							0,956	0,417	
	Серебро, т					140	3000		246	3000
4.1.6. Усмун-Нуямский ПРУ	Молибден, тыс. т									55
	Золото кор., т									9
	Серебро, т									480
4.1.7. Усмунский ПРУ	Молибден, тыс. т								137	
	Золото кор., т						40			40
4.2. Токско-Алгаминский ПРР	Медь, тыс.т								60	
	Свинец + цинк, тыс. т									420

Индекс и название минералогических подразделений	Вид полезного ископаемого. Единицы измерения	Прогнозные ресурсы								
		Ученные НТС МПР РФ по состоянию на 1.01.1998 г.			Прошедшие экспертизу отраслевых НИИ МПР РФ по состоянию на 1.01.2003 г.			Предлагаемые автором по состоянию на 1.01.2005 г.		
		P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃
4.2. Токско-Алгаминский ПРР	Молибден, тыс. т								270	
	Золото кор., т									54
	Золото рос., т							0,654		
	Серебро, т									216
4.2.1. Чакатай-Бадисский ПРУ	Медь, тыс.т								60	
	Молибден, тыс. т								270	
4.2.2. Верхнетокский ПРУ	Свинец + цинк, тыс. т									420
	Золото кор., т						54			54
	Золото рос., т							0,654		
	Серебро, т						216			216
4.0.1. Окононский ПРУ	Свинец + цинк, тыс. т									540
	Молибден, тыс. т									22
	Золото кор., т								13	11
	Серебро, т								260	153
4.0.2. Купури-Майский РУ	Свинец, тыс. т								14	
	Цинк, тыс. т								66	
	Молибден, тыс. т								144	152
	Золото кор., т				9,5	35,8	135	9,5	45	167
	Золото рос., т							0,42	0,596	0,491
	Серебро, т							1150	109	2280

4.0.3. Унинский ПРУ	Медь, тыс. т									40
	Цинк, тыс. т									310
	Молибден, тыс. т									32
	Золото кор., т									13
5. Южно-Становая МЗ	Свинец + цинк, тыс. т									230
	Молибден, тыс. т							49		66
	Вольфрам, тыс. т WO ₃									8
	Золото кор., т						7	147		250
	Золото рос., т						8,718	2,291		0,051
	Серебро, т							720		560
5.0.1. Верхнеджелтулинский ПРУ	Золото кор., т							14		
	Золото рос., т						0,776	0,53		0,051
5.0.2. Унахинский ПРУ	Молибден, тыс. т							15		
	Золото кор., т				7		50	7	10	60
	Золото рос., т							1,244	1,064	
5.0.3. Мульмугинский ПРУ 5.1. Сугджарский ПРР	Молибден, тыс. т							8		65
	Золото кор., т					5	50		5	50
	Серебро, т					50	150		50	150
	Свинец + цинк, тыс. т									230
	Молибден, тыс. т								26	1
	Вольфрам, тыс. т WO ₃								8	
	Золото кор., т					118	95		118	140

[illegible]

7. Желтулакская МЗ 7.1. Дамбукинский РР	Железо, млн т руды									
	Титан, млн т TiO_2							1,5	35,4	
	Медь, тыс.т							1,31	3	
	Никель, тыс. т							40,5	52,7	144
	Кобальт, тыс. т									505
	Молибден, тыс. т									72
	Золото кор., т							10	80	26
	Золото рос., т							16	21	196
	Платина, т							31,431	9,956	37,904
	Кварц, тыс. т									50
	Кианит, млн т							2	2,8	64
	Графит, млн т									432
	Цеолиты, млн т								17,3	
	Перлиты, млн т							6000		44000
7.1.1. Джалта-Уганский ПРУ	Железо, млн т руды							1,5	3,5	
	Титан, млн т WO_2							1,31	3	
	Медь, тыс. т							40,5	52,7	91
	Никель, тыс. т									374
	Кобальт, тыс. т									46
	Молибден, тыс. т							10	80	25
	Золото, кор., т						100		11	100
	Платина, т									37

[illegible]

	Молибден, тыс. т								6	
	Ртуть, тыс. т			41				3	7	83
	Золото кор., т								40	297
	Золото рос., т							6,309	9,559	25,777
	Серебро, т									600
8.1. Долбырь-Тунгалинский ПРР	Медь, тыс. т									280
	Свинец + цинк, тыс. т									1270
	Молибден, тыс. т									6
	Ртуть, тыс. т									48
	Золото кор., т									82
	Серебро, т									600
8.1.1. Гармаканский ПРУ	Медь, тыс. т									280
	Свинец + цинк, тыс. т									1270
	Молибден, тыс. т									6
	Золото кор., т									28
	Серебро, т									600
8.1.2. Долбырьский ПРУ	Ртуть, тыс. т									31
	Золото кор., т									24
8.1.3. Тунгала-Туксинский ПРУ	Ртуть, тыс. т									17
	Золото кор., т									30
8.0.1. Унья-Бомский ПРУ	Золото кор., т					25	15		25	200
8.0.2. Ланский РУ	Ртуть, тыс. т							3	7	15
8.0.3. Инняхский ПРУ	Ртуть, тыс. т									20
	Золото кор., т						7		15	15

[illegible]

	Цинк, тыс. т							59	588
	Молибден, тыс. т						12,84	8	35
	Вольфрам, тыс. т WO ₃						3	33	60
	Олово, тыс. т						1,5	5,5	30
	Золото кор., т						163,72	115	2129
	Золото рос., т						50,921	7,24	0,364
	Серебро, т						1169	444	4231
	Платина, т								40
	Асбест, млн т						0,1687		
	Тальк, млн т							100	100
11.1. Гонжинский РР	Медь, тыс. т						445	700	1960
	Молибден, тыс. т						12,84		21
	Вольфрам, тыс. т WO ₃							2	28
	Золото кор., т						157,72	85	231
	Золото рос., т						10,041	3,343	
	Серебро, т						1069	134	1357
11.1.1. Боргуликанский РУ	Медь, тыс.т				886,4		445		130
	Молибден, тыс. т						12,84	30	
	Золото кор., т				130		110,32		60
	Серебро, т				1017,1		1017		430
11.1.2. Ольгинский РУ	Медь, тыс.т								30
	Молибден, тыс. т								6
	Вольфрам, тыс. т WO ₃							2	28

[illegible]

13.0.3. Шимановский РУ	Железо, млн т руды							540	
13.0.4. Чягоянский РУ	Медь, тыс. т								34
	Свинец, тыс. т						9	416	400
	Цинк, тыс. т						26	1249	1100
	Золото кор., т							2,6	48
	Золото рос., т						1,478	0,484	
	Серебро, т								70
13.0.5. Майский ПРУ	Медь, тыс. т								50
	Вольфрам, тыс. т WO ₃								4
	Золото кор., т							11	330
	Золото рос., т								5,989
	Серебро, т								300
13.0.6. Селемджинский РУ	Железо, млн т руды							400	
13.0.7. Альдиконский ПРУ	Железо, млн т руды							400	
0.5. Огоджа-Гербиканский угольный район	Уголь каменный, млн т						153,7	12	
14. Западно-Туранская МЗ	Железо, млн т руды								
	Медь, тыс. т								
	Золото кор., т								
	Золото рос., т								
	Серебро, т								

Индекс и название минералогических подразделений	Вид полезного ископаемого. Единицы измерения	Прогнозные ресурсы								
		Ученные НТС МПР РФ по состоянию на 1.01.1998 г.			Прошедшие экспертизу отраслевых НИИ МПР РФ по состоянию на 1.01.2003 г.			Предлагаемые автором по состоянию на 1.01.2005 г.		
		P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃
14.0.1. Быссинский ПРУ	Медь, тыс. т									70
	Золото кор., т									40
	Золото рос., т							1,89	0,264	
	Серебро, т									500
14.0.2. Кайкойский ПРУ	Железо, млн т руды							33,9		318

* Кор. – коренное золото, рос. – россыпное золото.

Каталог важнейших памятников природы и древней культуры

Номер на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
1	Геоморфологический	Троговая долина истоков р. Гонам
2	»	Троговая долина верховьев р. Сутам и ее притоков
3	Общегеологический	Остатки папоротников барремского яруса нижнего мела (сангарский горизонт)
4	»	Остатки флоры раннего мела (совместно барремского и аптского–альбского ярусов)
5	»	Остатки флоры низов неокома
6	Ландшафтный	Экзарационная котловина площадью 90 км ² в истоках рек Брянта и Утугай
7	Геоморфологический	Серия останцов выветривания высотой 10–18 м в осевой части Станового хребта
8	»	Троговая долина в осевой части Станового хребта, связывающая истоки рек Ток и Алгома
9	Ландшафтный	Гравитационно-ледниковый альпийский рельеф крутосклонного высокогорья (хр. Токинский Становик). Ледниковые цирки, кары, карлинги, висячие долины, водопады до 10 м высотой. Каровые и подпрудные озера
10	Общегеологический	Обильные остатки позднеюрской флоры
11	»	Остатки вендских микрофоссилий
12	Ландшафтный	Холмисто-моренный рельеф Токинской котловины. Серия ледниковых озер (Токо, Нерунда, Сугджар и др.)
13	Геоморфологический	Потухший кайнозойский Оконовский палеовулкан. Кальдерное озеро Оконов
14	Минералогический	Элювиально-делювиальные россыпи ювелирного хризолита
15	Геоморфологический	Сквозная долина рек Бол. Туксани–Зея–Луча–Кукур, пропиливающая Становой хребет и антецедентная на всем протяжении
16	Ландшафтный	Крутосклонный среднегорный рельеф истоков р. Зея. Узкие хребты, останцы выветривания, пороги, водопады
17	Общегеологический	Красный Утес. Скала высотой 20–40 м на правом берегу р. Зея, в 11 км выше пос. Бомнак. Выходы «ржавых» высокоглиноземистых гнейсов гудынской свиты
18	Памятник древней культуры	Писаница (наскальные рисунки) в долине р. Онони, в 20 км ниже метеостанции «Локшак»

Номер на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
19	Минералогический	Пластины мусковита (до 600 см ²) в пегматитах
20	Геоморфологический	Антецедентная долина рек Луча–Купури–Зея
21	Минералогический	Кристаллы мутно-синего корунда размером до 5 см в гранат-биотит-силлиманитовых кристаллосланцах некригской свиты
22	Геоморфологический	Серия останцов выветривания высотой 10–20 м на левобережье р. Луча
23	Минералогический	Включения в пегматитах кристаллов граната до 4 см в поперечнике
24	»	Находки друз горного хрусталя
25	»	Находки горного хрусталя в аллювии верховьев р. Долусмар
26	Ботанический	Участки, поросшие кедровым стлаником, у пос. Джуваскит
27	Общегеологический	Надвигание архейских гнейсов на аллювий среднео-плейстоценовой Петровской палеодолины (к югу от пос. Золотая Гора)
28	Ландшафтный	Бассейн р. Арги. Ландшафт межгорной высокой равнины, заболоченной, с обилием разветвленных речных русел и старичных озер
29	Геоморфологический	Серия останцов выветривания высотой 10–20 м на водоразделе рек Купури и Арги
30	»	Серия останцов выветривания высотой 10–20 м на водоразделе рек Арги и Удикан
31	Общегеологический	Остатки раннемеловой флоры (берриаский ярус)
32	»	Остатки вендских онколитов и катаграфий в известняках (верховья р. Курнал)
33	»	Остатки вендских онколитов и катаграфий в гальке известняков из конгломератов (р. Мал. Курнал)
34	»	Остатки вендских онколитов и катаграфий в гальке известняков из конгломератов (р. Мал. Курнал) в олистолитах известняков
35	»	Остатки раннемеловой флоры (готеривский–барремский ярусы)
36	»	Обнаружение олиготрилетных спор в считающейся «немой» гармаканской свите
37	»	Обнаружение олиготрилетных спор в считающейся «немой» теплоключевской свите
38	Ботанический	Наивысшая точка хр. Соктахан – голец г. Бекельдеуль (1468 м). Эндемичные формы горно-тундровой растительности

Номер на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
39	Общегеологический	Обнаружение олиготрилетных спор в считающейся «немой» теплоключевской свите
40	»	Остатки поздне триасовых (карнийский ярус) пелеципод, белемнитов и цефалопод и ранге-среднеюрских пелеципод, криноидей и аммонитов в одном обнажении
41	»	Остатки пелеципод низов норийского яруса (поздний триас)
42	Геоморфологический	Подпрудное оз. Огорон
43	Минералогический	Примазки и прожилки крупнокристаллической (до 2–3 мм) киновари
44	Геоморфологический	Подпрудное оз. Нелское
45	Общегеологический	Фауна верхов норийского яруса (поздний триас) в олистолите оолитовых известняков
46	Памятник древней культуры	Писаница (наскальные рисунки) в бассейне р. Арби, в 12 км от устья
47	Общегеологический	Отпечатки раннекаменноугольных (верхи турнейского–низы визейского ярусов) брахиопод и криноидей (правобережье р. Зея возле устья р. Макча)
48	Ландшафтный	Гуликовский Утес. Живописные скалы с сосновым бором в устье р. Гулик
49	Ботанический	Городской парк г. Зея. Рекреационное значение. Остаток естественной растительности светлохвойно-березовой тайги
50	Общегеологический	Отпечатки вендских микрофитоцитов «in situ» в условно девонской («немой») зеленосланцевой толще
51	»	Остатки фузулиид и кораллов низов ранней перми в известняках бочагорской свиты
52	»	Остатки фузулиид и кораллов низов ранней перми в известняках бочагорской свиты
53	»	Остатки фораминифер низов ранней перми в известняках бочагорской свиты
54	»	Обнаружение раннепермских палинокомплексов во флише амканской свиты (в схемах IV ДВ РМСС – средняя юра)
55	»	Обнаружение палинокомплекса верхов ранней перми (кунгурский ярус) в песчаниках курнальской свиты (в схемах IV ДВ РМСС – ранняя юра)
56	»	Совместное нахождение во флишевой толще (нелская свита) позднепермских мшанок и поздне триасовых (норийских) пелеципод, брахиопод и фораминифер
57	»	Находка позднепермских мшанок и фораминифер в валуне глинистого известняка из конгломерата

Номер на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
58	Гидрогеологический	Месторождение лечебных грязей Кислое озеро
59	»	Отпечатки раннекаменноугольных (верхи турнейского–низы визейского ярусов) брахиопод и криноидей возле дер. Заречная
60	»	Отпечатки фауны живетского и фаменского ярусов девона (брахиоподы, криноидеи, трилобиты, мшанки, ругозы, пелециподы) западнее дер. Заречная
61	Ландшафтный	Урочище Могильная Марь. Равнинная таежная марь с массой зарастающих озер и непроходимых болот площадью 70 км ²
62	Общегеологический	Опорный разрез девона Ольдойско-Сагайской структурно-формационной зоны (р. Гага). Остатки брахиопод, криноидей, кораллов (ругоз и табулят), мшанок, остракод, радиолярий, конодонтов, полихет, рыбных остатков, относящихся к интервалу от верхов пражского яруса до живетского яруса
63	»	Опорный разрез нижнего карбона Ольдойско-Сагайской структурно-формационные зоны (р. Гага). Обильные остатки брахиопод, криноидей, гастропод, мшанок, пелеципод конца турнейского–начала визейского века
64	»	Опорный разрез девона Ольдойско-Сагайской структурно-формационной зоны (р. Гага). Остатки брахиопод, криноидей, кораллов (ругоз и табулят), мшанок, гастропод, пелеципод, трилобитов, строматопороидей конца эмского–живетского веков
65	»	Опорный разрез девона Ольдойско-Сагайской структурно-формационной зоны (р. Кайла). Обильные остатки брахиопод, криноидей, мшанок, кораллов (ругоз и табулят), трилобитов, гастропод, пелеципод, конодонтов, остракод, рыбных остатков интервала от лоховского до живетского веков (ранний–средний девон)
66	Космогенный	Находка железо-никелевого метеорита «Апрелевский» (1971 г.)
67	Общегеологический	Находка зубов древнего мамонта
68	»	Находка костей древнего мамонта
69	»	Остатки пелеципод середины норийского яруса позднего триаса
70	Ландшафтный	Среднее течение р. Деп. Долина таежной реки с обилием стариц и озер
71	Общегеологический	Остатки пелеципод, брахиопод и криноидей середины норийского яруса позднего триаса
72	»	Остатки брахиопод, кораллов, криноидей, мшанок и трилобитов эйфельского и живетского веков среднего девона

Номер на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
73	Общегеологический	Остатки пелеципод конца норийского века позднего триаса
74	»	Остатки раннекаменноугольных брахиопод, криноидей, гастропод, мшанок, ругоз
75	»	Остатки среднедевонских криноидей и мшанок, а также пелеципод и аммонитов ааленского яруса средней юры
76	»	Отпечатки табулят и криноидей эмского яруса раннего девона и брахиопод, криноидей и мшанок живетского яруса среднего девона
77	Минералогический	Кристаллы вольфрамита до 4 см в поперечнике в кварц-вольфрамитовых жилах, секущихся кварц-молибденитовыми прожилками
78	Общегеологический	Отпечатки раннемеловой флоры
79	»	Отпечатки раннемеловой флоры (валанжинский–готеривский ярусы)
80	»	Находка черепа древнего бизона с рогами
81	»	Отпечатки пелеципод середины норийского яруса позднего триаса
82	»	Отпечатки позднепермской флоры
83	»	Отпечатки позднепалеозойской флоры
84	»	Отпечатки флоры конца поздней юры
85	»	Отпечатки флоры конца поздней юры
86	»	Находка бивней мамонта
87	Минералогический	Самородок золота весом 7 кг
88	Общегеологический	Отпечатки раннемеловой (берриас–низы валанжина) пресноводной фауны: пелециподы, гастроподы, остракоды, конхостраки
89	»	Отпечатки флоры конца поздней юры
90	»	Находка бивней и зубов мамонта
91	»	Отпечатки брахиопод, криноидей и флоры живетского яруса среднего девона
92	»	Отпечатки брахиопод и криноидей живетского яруса среднего девона
93	»	Отпечатки брахиопод венлокского яруса раннего силура
94	»	Отпечатки флоры, пресноводных пелеципод и гастропод низов раннего мела
95	»	Отпечатки морских пелеципод, гастропод и белемнитов средней юры (батский–келловейский ярусы)
96	»	Отпечатки флоры середины поздней юры

Номер на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
97	Общегеологический	Отпечатки пресноводных гастропод, пелеципод, флоры, находки спор и пыльцы низов раннего мела
98	»	Отпечатки брахиопод и криноидей живетского яруса среднего девона
99	»	Опорный разрез силура Норско-Сухотинской зоны. Отпечатки фауны как венлокского яруса раннего силура (брахиоподы, трилобиты), так и брахиопод позднего силура
100	»	Опорный разрез нижнего девона Норско-Сухотинской зоны. Отпечатки брахиопод, криноидей, рогоз и мшанок верхов раннего эмса
101	»	Опорный разрез нижнего девона Норско-Сухотинской зоны Отпечатки брахиопод, криноидей, мшанок, остракод, тентакулитов и конодонтов верхнего лохкова-нижней праги
102	»	Отпечатки археоциат, трилобитов и водорослей середины атдабанского яруса раннего кембрия
103	Минералогический	Косовые россыпи сердоликов, сардеров, халцедонов и агатов (р. Бурунда)
104	Общегеологический	Находка раннемеловых рыб и комаров
105	»	Обильные отпечатки растительности берриасского яруса нижнего мела
106	»	Отпечатки флоры верхов поздней юры. Совместно с памятником № 104 представляет ценность как место возможного установления границы континентальных отложений юры и мела
107	»	Горящие Горы. Участок левого берега р. Амур длиной 2 км, в 12 км ниже устья р. Онон. Самовозгоревшиеся пласты бурого угля и лигнита в сазанковской свите, непрерывно горящие более 300 лет
108	»	Стратотип ураловнинской свиты. Отпечатки пресноводных пелеципод и гастропод поздней юры
109	Памятник древней культуры	Усть-Ту. Нижнепалеолитическая стоянка на правом берегу р. Зея ниже устья р. Ту, в 5 км выше бывшего с. Горное
110	Общегеологический	Находка позднепермских пелеципод
111	»	Находка бивней, зубов и позвонков мамонта
112	»	Отпечатки брахиопод и мшанок позднего силура
113	»	Дагмарский Утес. Стратотип дагмарской свиты. Живописные скалы на правом берегу р. Селемджа, в 30 км ниже с. Норск

Номер на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
114	Ландшафтный	Альдиконский маревый заказник и Норский заповедник в низовьях рек Нора и Альдикон. Места миграции и отела косули, гнездования редких видов дальневосточных птиц, редкие виды флоры. Ландшафт кочковатых травяно-кустарниковых марей
115	Гидрогеологический	Быссинский термальный источник азотно-кремнистых вод. «Дикий» курорт
116	Геоморфологический	Потухший кайнозойский Быссинский палеовулкан
117	Общегеологический	Сопка Дымо. Возвышенность высотой 100 м, сложенная мраморизованными известняками чагойанской свиты (венд)
118	Памятник древней культуры	Позднепалеолитическая стоянка в 8 км выше устья р. Селемджа, на ее высоком правом берегу. Невдалеке – Абайканский Утес, живописная скала в 2 км ниже с. Абайкан

Список опорных буровых скважин к геологической карте

Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер
1	Глубина 200 м. Вскрывает верхнеоплейстоценовый аллювий (0–5 м), дутканскую свиту тымнинской серии (P_3-N_1tm) (5–199,8 м) и пальпагинскую свиту (K_2pl) (199,8–200 м)	[133], скв. 3
2	Глубина 150 м. Вскрывает верхнеоплейстоценовый аллювий (0–5 м) и дутканскую свиту тымнинской серии (P_3-N_1tm) (5–150 м)	[133], скв. 13
3	Глубина 500 м. Вскрывает верхнеоплейстоценовый аллювий (0–4 м), аргинскую свиту (N_2-Ear) (4–104 м), темнинскую (104–149 м) и дутканскую (149–500 м) свиты тымнинской серии (P_3-N_1tm)	[135], скв. 2
4	Глубина 500 м. Вскрывает отложения аргинской свиты (N_2-Ear), дутканскую свиту тымнинской серии (115–262 м) и пальпагинскую свиту (K_2pl) (262–500 м). Стратотип дутканской свиты	[133], скв. 1 и 5
5	Глубина 200 м. Вскрывает аргинскую свиту (N_2-Ear) (0–10 м), темнинскую (10–28 м) и дутканскую (29–200 м) свиты тымнинской серии (P_3-N_1tm)	[133], скв. 15
6	Глубина 210 м. Вскрывает отложения аргинской свиты (N_2-Ear) (0–24,8 м), темнинскую (24,8–152 м) и дутканскую (152–210 м) свиты тымнинской серии	[134], скв. 4
7	Глубина 324 м. Вскрывает пролювиальные и делювиальные верхнеоплейстоцен-голоценовые отложения (dpQ_{III-H}) (0–9 м), аргинскую свиту (N_2-Ear) (9–60 м), темнинскую (60–205 м) и дутканскую (205–324 м) свиты тымнинской серии (P_3-N_1tm)	[135], скв. 1
8	Глубина 190 м. Вскрывает белогорскую (N_2-Ebl) (0–11 м) свиту, сазанковскую (11–40 м), бузулинскую (40–46 м) и мухинскую (46–111 м) свиты амуро-зейской серии (P_3-N_1az), кивдинскую (P_1kv) (111–121 м) и цагаянскую (K_2-P_1cg) свиты (121–190 м)	[152], скв. 2
9	Глубина 277 м. Вскрывает верхнеоплейстоценовый аллювий (0–2,3 м), мухинскую свиту амуро-зейской серии (P_3-N_1az) (2,3–107 м), цагаянскую (K_2-P_1cg) (107–197 м) и завитинскую (K_2zv) (197–277 м) свиты	[152], скв. 5
10	Глубина 184 м. Вскрывает бузулинскую (0–28 м) и мухинскую (28–92 м) свиты амуро-зейской серии (P_3-N_1az), свиты: райчихинскую (P_2rc) (92–121 м), цагаянскую (K_2-P_1cg) (121–123 м), талданскую (K_1tl) (123–153 м) и осежинскую (J_2os) (153–184 м)	[188], скв. 197

Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер
11	Глубина 209 м. Вскрывает аллювий нижнего–среднего неоплейстоцена (aQ_{I-II}) (0–6 м), сазанковскую (6–37 м), бузулинскую (37–78 м) и мухинскую (78–140 м) свиты амуро-зейской серии (P_3-N_1az), свиты: райчихинскую (P_2rc) (140–150 м) и кивдинскую (P_1kv) (150–209 м)	[239], скв. 241
12	Глубина 212 м. Вскрывает отложения белогорской свиты (N_2-Ebl) (0–31 м) отложения нижнего–среднего неоплейстоцена, сазанковскую (31–69 м) и мухинскую (69–167 м) свиты амуро-зейской серии (P_3-N_1az); свиты: кивдинскую (P_1kv) (167–195 м) и ураловкинскую (J_2ur) (195–212 м)	[262], скв. 111
13	Глубина 229 м. Вскрывает отложения белогорской свиты (N_2-Ebl) (0–42 м), сазанковскую (42–85 м), бузулинскую (85–112 м) и мухинскую (112–164 м) свиты амуро-зейской серии (P_3-N_1az), свиты: кивдинскую (P_1kv) (164–188 м) и цагайскую (K_2-P_1cg) (188–225 м). Фундамент (225–229 м) – сланцы сланцево-песчаниковой толщи (D_{1-2sp})	[262], скв. 81
14	Глубина 211 м. Вскрывает отложения белогорской свиты (N_2-Ebl) (0–18 м) отложения нижнего–среднего неоплейстоцена, сазанковскую (18–59 м) и мухинскую (59–139 м) свиты амуро-зейской серии (P_3-N_1az), свиты: цагайскую (K_2-P_1cg) (139–209 м) и поярковскую (K_1pk) (209–211 м)	[262], скв. 103
15	Глубина 190 м. Вскрывает отложения белогорской свиты (N_2-Ebl) (0–22 м), сазанковскую (22–100 м) и мухинскую (100–140 м) свиты амуро-зейской серии (P_3-N_1az) и цагайскую свиту (K_2-P_1cg) (140–190 м). Стратотип мухинской свиты	[262], скв. 28
16	Глубина 270 м. Вскрывает аллювий среднего неоплейстоцена (aQ_{II}) (0–2 м), сазанковскую (2–17 м), бузулинскую (17–28 м) и мухинскую (28–54 м) свиты амуро-зейской серии (P_3-N_1az), свиты: райчихинскую (P_2rc) (54–68 м), кивдинскую (P_1kv) (68–110 м), цагайскую (K_2-P_1cg) (110–146 м), поярковскую (K_1pk) (146–240 м), ураловкинскую (J_2ur) (240–270 м)	[262], скв. 53
17	Глубина 202 м. Вскрывает белогорскую свиту (N_2-Ebl) (0–20 м), сазанковскую (20–60 м) и мухинскую (60–110 м) свиты амуро-зейской серии (P_3-N_1az), свиты: райчихинскую (P_2rc) (110–119 м), кивдинскую (P_1kv) (119–172 м), цагайскую (K_2-P_1cg) (172–178 м) и поярковскую (K_1pk) (178–202 м)	[262], скв. 69
18	Глубина 250 м. Вскрывает средненеоплейстоценовый аллювий (aQ_{II}) (0–4,5 м), сазанковскую (4,5–52 м), бузулинскую (52–116 м) и мухинскую (116–125 м) свиты амуро-зейской серии (P_3-N_1az), ураловкинскую свиту (J_2ur) (125–250 м)	[262], скв. 7

Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер
19	Глубина 237 м. Вскрывает отложения белогорской свиты (N_2-Ebl) (0–42 м), сазанковскую (42–119 м), бузулинскую (119–140 м) и мухинскую (140–164 м) свиты амуро-зейской серии (P_3-N_1az), свиты: кивдинскую (P_1kv) (164–201 м) и поярковскую (K_1pk) (201–237 м). Стратотип мухинской свиты	[262], скв. 79
20	Глубина 178 м. Вскрывает отложения белогорской свиты (N_2-Ebl) (0–117 м), мухинскую свиту амуро-зейской серии (P_3-N_1az) (117–127 м), свиты: кивдинскую (P_1kv) (127–148 м) и поярковскую (K_1pk) (148–178 м). Стратотип мухинской свиты	[262], скв. 38
21	Глубина 201 м. Вскрывает белогорскую свиту (N_2-Ebl) (0–6 м), сазанковскую (6–79 м), бузулинскую (79–106 м) и мухинскую (106–127 м) свиты амуро-зейской серии (P_3-N_1az), свиты: кивдинскую (P_1kv) (127–170 м) и цагаянскую (K_2-P_1cg) (170–201 м)	[262], скв. 133
22	Глубина 293 м. Вскрывает отложения белогорской свиты (N_2-Ebl) (0–37 м), сазанковскую (37–54 м), бузулинскую (54–93 м) и мухинскую (93–110 м) свиты амуро-зейской серии (P_3-N_1az), свиты: кивдинскую (P_1kv) (110–154 м), цагаянскую (K_2-P_1cg) (154–180 м) и поярковскую (K_1pk) (180–293 м). Инт. 180–192 м – кора выветривания по поярковской свите	[262], скв. 13
23	Глубина 301 м. Вскрывает сазанковскую (0–45 м) и бузулинскую (45–119 м) свиты амуро-зейской серии (P_3-N_1az), поярковскую свиту (K_1pk) (119–301 м)	[262], скв. 1
24	Глубина 215 м. Вскрывает отложения белогорской свиты (N_2-Ebl) (0–46 м), сазанковскую (46–126 м) и бузулинскую (126–147 м) свиты амуро-зейской серии (P_3-N_1az), свиты: кивдинскую (P_1kv) (147–179 м) и цагаянскую (K_2-P_1cg) (179–215 м)	[262], скв. 44
25	Глубина 230 м. Вскрывает отложения белогорской свиты (N_2-Ebl) (0–72 м), мухинскую свиту амуро-зейской серии (P_3-N_1az) (72–124 м), свиты: кивдинскую (124–183 м) и цагаянскую (K_2-P_1cg) (183–230 м)	[262], скв. 80
26	Глубина 168 м. Вскрывает белогорскую свиту (N_2-Ebl) (0–13 м), сазанковскую (13–102 м) и бузулинскую (102–132 м) свиты амуро-зейской серии (P_3-N_1az), свиты: кивдинскую (P_1kv) (132–157 м) и поярковскую (K_1pk) (157–168 м)	[262], скв. 42
27	Глубина 152 м. Вскрывает отложения белогорской свиты (N_2-Ebl) (0–21 м), сазанковскую (21–82 м) и бузулинскую (82–105 м) свиты амуро-зейской серии (P_3-N_1az), диориты тырмобуреинского комплекса (105–152 м) (δC_{2-3tb}) с корой выветривания по ним (105–111 м)	[262], скв. 64
28	Глубина 139 м. Вскрывает белогорскую свиту (N_2-Ebl) (0–84 м) и сазанковскую свиту амуро-зейской серии (P_3-N_1az) (84–139 м)	[106], скв. 319

Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер
29	Глубина 200 м. Вскрывает среднечетвертичный аллювий (аQ _{II}) (0–12 м), белогорскую свиту (N ₂ –Ebl) (12–34 м) с аллювиально-пролювиальной фацией (30–34 м), цагайскую свиту (K ₂ –P _{1cg}) (34–200 м)	[240], скв. 35
30	Глубина 130 м. Вскрывает голоценовый аллювий (аQ _H) (0–15 м, из них инт. 0–2 м – торф), свиты: белогорскую (N ₂ –Ebl) (15–33 м), завитинскую (K _{2zv}) (33–55 м), поярковскую (K _{1pk}) (55–130 м)	[273], скв. 216
31	Глубина 260 м. Вскрывает отложения среднего неоплейстоцена (аQ _{II}) (0–16 м), белогорскую свиту (N ₂ –Ebl) (16–42 м), сазанковскую свиту амуро-зейской серии (P ₃ –N _{1az}) (42–49 м), свиты: цагайскую (K ₂ – P _{1cg}) (49–164 м) и завитинскую (K _{2zv}) (164–260 м)	[240], скв. 25
32	Глубина 291 м. Вскрывает белогорскую свиту (N ₂ –Ebl) (0–18 м), сазанковскую (18–66 м) и бузулинскую (66–130 м) свиты амуро-зейской серии (P ₃ –N _{1az}), цагайскую свиту (130–235 м), поярковскую свиту (252–291 м) и кору выветривания по ней (235–252 м)	[240], скв. 27

Перечень скважин, показанных на гидрогеологической схеме

Номер на схеме	Географическая привязка	Индекс возраста водоносных подразделений	Дебит, л/с	Понижение, м	Глубина до воды, м	Минерализация, мг/л
1	Ст. Кудули	AR	0,01–0,02	70–80	20	119
2	Пос. Дипкун	AR; J ₃ –K	0,03–19	5,5–70	3–14	200–400
3	Ст. Тутаул	K	1–10	2–6,5	24,9–27,5	55–73
4	Пос. Верхнезейск	E ₃ –N ₁	1,5–15,0	15,2–42,7	20–50	85–115
5	Пос. Береговой	AR	0,01–0,04	1	3,5–4	39
6	Река Тыгдыланак	E ₃ –N ₁	0,2–0,5	–	124; 193	10–100
7	Река Муякчан	E ₃ –N ₁	0,2–0,5	–	75; 165	10–100
8	Город Зeya	aQ _{II–H}	1,3–2	–	3,3–5,5	–
9	Село Сосновый Бор	aQ _{II–H}	0,1–0,6	–	4,6–6,6	–
10	Село Овсянка	aN ₂ –E	6,3	3,2	5	132
11	Село Березовка	aQ _{II–H}	1,23	0,6	4	75
12	Пос. Широкий	AR	8	7,3	18	230
13	Пос. Октябрьский	PZ	0,1–0,2	3–30	9–45	150–420
14	Пос. Усть-Тыгда (нежилой)	T?–J	5,17	1,5	35	120
15	Ст. Ушумун	E–aN ₂	2,1	6,4	39,8	–
16	Река Гарь, Гаринское железорудное месторождение	PR	0,14–1,31	7,3–13	–	100–230
17	Ст. Сиваки	E ₃ –N ₁	20,8	2,4	41	70
18	В 10 км к северо-западу от пос. Февральск	K?	2,85–54	30,3–7,95	12–36	100–150

19	Ст. Ту	E_3-N_1	2,8	2,0	42,5	77
20	Заимка Арвидовка (нежилая)	E_3-N_1	0,2	3,3	30	50
		K?	0,64	9,1	107	110
		T?-J	0,26	8,3	150	210
21	Ст. Мухино	E_3-N_1	18,2	2,1	48	70
22	Село Аносово	E_3-N_1	4,2	13,5	10	100
23	Село Филаретовка (нежилое)	E_3-N_1	4,5	3,8	7	50
		K?	2,8	5,4	101,6	110
24	Пос. Норск	aQ_{II-H}	0,8–1,2	27–42	5,2	220
25	В 7 км северо-восточнее с. Нововоскресеновка	E_3-N_1	1,33	1,0	2,15	30
		K?	2,2	2,5	64	140
		K?	22,8	19,35	141	320
26	Город Шимановск	PZ	1,1	15	13,5	50–60

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>А. Н. Сережников, Н. Ю. Карпеченкова</i>	3
Стратиграфия. <i>Ю. Р. Волкова, А. Н. Сережников</i>	11
Магматизм. <i>А. Н. Сережников</i>	66
Метаморфизм и метасоматические образования. <i>Ю. Р. Волкова</i>	91
Тектоника. <i>А. Н. Сережников, М. Ю. Носырев, В. А. Амантов</i>	104
Геоморфология. <i>Ю. Р. Волкова</i>	120
История геологического развития. <i>А. Н. Сережников</i>	130
Полезные ископаемые. <i>А. Л. Яшнов, А. Н. Сережников</i>	135
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив территории. <i>А. Н. Сережников, А. Л. Яшнов</i>	176
Гидрогеология. <i>Ю. Р. Волкова</i>	215
Эколого-геологическая обстановка. <i>Ю. Р. Волкова</i>	227
Заключение. <i>А. Н. Сережников</i>	233
Список литературы	235
<i>Приложение 1. Оценка прогнозных ресурсов минерагенических подразделений</i>	250
<i>Приложение 2. Общая оценка ресурсного потенциала минерагенических подразделений</i>	272
<i>Приложение 3. Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых</i>	294
<i>Приложение 4. Состояние апробации прогнозных ресурсов по территории листа N-52</i>	297
<i>Приложение 5. Каталог важнейших памятников природы и древней культуры</i>	313
<i>Приложение 6. Список опорных буровых скважин</i>	320
<i>Приложение 7. Перечень скважин, показанных на гидрогеологической схеме</i>	324

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Дальневосточная

Лист N-52 – Зея

Объяснительная записка

Редактор *Е. А. Зотова*

Подписано в печать 29.12.07. Формат 70 × 100/16. Гарнитура NewtonС.
Печать офсетная. Печ. л. 20,5 + 4 вкл. Уч.-изд. л. 27. Тираж 150 экз.
Заказ 80000088

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-9190, факс 321-8153