

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

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Дальневосточная

Лист N-51 – Сковородино, (M-51)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(084.3м1000):528.94.065(571.61)

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-51 – Сковородино, (M-51). Объяснительная записка. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 448 с. + 4 вкл. (МПР России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «Амургеология», ФГУП «Читагеолсъемка»).

В объяснительной записке обобщен фактический материал по стратиграфии, магматизму, метаморфизму, тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, полезным ископаемым и закономерностям их размещения, гидрогеологии, геолого-экологической обстановке западной части Амурской области, восточной части Читинской области 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 2006 г. Комплект включает карты: геологическую, полезных ископаемых, закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, вспомогательные схемы, цифровые модели которых составлены в среде ArcView, и сопровождается базами данных.

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

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

Табл. 1, ил. 5, список лит. 661 назв., прил. 7.

Авторы

Н. Н. Петрук, М. Н. Шилова, С. А. Козлов, С. А. Новченко и др.

Материалы по листу N-51 (Сковородино), (M-51) одобрены Главной редколлегией по геологическому картированию, рассмотрены и рекомендованы к печати Научно-редакционным советом по геологическому картированию территории Российской Федерации Федерального агентства по недропользованию (НРС МПР РФ).

Главный научный редактор *А. С. Вольский*

- © Роснедра, 2009
- © ФГУП «ВСЕГЕИ», 2006
- © ФГУП «Амургеология», 2006
- © ФГУП «Читагеолсъемка», 2006
- © Коллектив авторов, 2006
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-51 (Сковородино), (M-51) включает восточную часть Читинской области (Чарский, Тунгиро-Олекминский, Тунгокоченский, Могочинский, Чернышевский, Сретенский, Шелопугинский, Нерчинско-Заводской районы) – 30 912 км², северо-запад Амурской области (Тындинский, Зейский, Сковородинский, Магдагачинский районы) – 90 300 км², южную часть Республики Саха (Якутия) (Алданский район) – 1188 км² и северную часть Китая – 49 200 км². Общая площадь изученной территории, за исключением КНР, составляет 122 400 км², или 72% полного номенклатурного листа.

В географическом отношении запад рассматриваемой территории относится к Восточному Забайкалью, а восток – к Верхнему Приамурью. В забайкальской части выделяются Олекмо-Витимская горная страна (на севере) и Пришилкинский горный район (на юге). В приамурской части северный горный район сменяется к югу Амуро-Зейской возвышенной равниной. Через всю территорию листа проходит главный Сибирский водораздел (с запада на восток): от хр. Черского по хребтам Тунгирский, Черомный, Зап. Люндор, Урушинский, Джелтулинский Становик и далее на северо-восток через хр. Чернышева к Становому хребту. К северу от горной системы хребтов Тунгирский и Джелтулинский Становик располагается хр. Олекминский Становик, к юго-западу – Шилкинский, Борщовочный, Газимурский хребты, на востоке к ней причленяются хребты Янкан–Тукурингра.

Территория представляет собой сильно расчлененное затаеженное среднегорье с широкими водораздельными пространствами, между которыми располагаются заболоченные речные долины. Для большей ее части характерно преобладание средневысотных гор со сглаженными вершинами. Высотные отметки редко превышают 1500 м. Высшая точка – гора Типтул, высотой 1620 м, расположена в восточной части Станового хребта.

Климат района резко континентальный с муссонными чертами. Характеризуется жарким коротким летом и суровой малоснежной зимой. Повсеместно распространена многолетняя мерзлота различной мощности: в северной части территории, до Амазарского хребта, сплошная, южнее – островная. Температура воздуха изменяется от –45–47 °С в январе до +39 °С в июле; характерен резкий среднесуточный перепад температур (15–20 °С) и отрицательная среднегодовая температура (до –8 °С). Наибольшее количество осадков выпадает в горной части – 781 мм, на равнине – до 430 мм. Более половины осадков приходится на летние месяцы. Дожди имеют лив-

невый или затяжной характер и часто вызывают паводки, иногда катастрофические. Высота снежного покрова до 50 см.

Северо-западная часть территории расположена в сейсмическом районе с вероятной силой землетрясений до 7 баллов, в остальной части — до 4–6.

Больших рек, протяженностью свыше 300 км, семь: Олекма, Нюкжа, Тунгир, Гилюй, Шилка, Аргунь и Амур. Основное питание рек дождевое. Амур судоходен на всем протяжении, остальные реки — только в нижнем течении. Большие реки в верховьях и их многочисленные притоки в среднем и нижнем течениях пригодны для передвижения на резиновых лодках, а в большую воду — и на маломерных судах.

Обнаженность территории неравномерная. Коренные выходы пород встречаются по бортам долин, на водоразделах, в руслах рек, реже на склонах гор. Развалы и осыпи развиты фрагментарно на водоразделах, склонах гор и у их подножий.

Район слабо населен и мало освоен. Население сосредоточено в городе Тында и поселках вдоль железных дорог. Небольшие населенные пункты располагаются по рекам Олекма, Нюкжа, Шилка, Аргунь и Амур. Часть из них находится в крайнем запустении — снабжение осуществляется по автозимникам. Наблюдается снижение численности населения, темпы которого превышают средние по Амурской и Читинской областям. Природные ресурсы территории — различные полезные ископаемые и лес. Главные отрасли — горно-рудная (добыча золота) и лесная (заготовка и переработка древесины). Транспортная сеть развита слабо. Южную часть территории с запада на восток пересекает Транссибирская железнодорожная магистраль (Транссиб), через Тындинский район проходит Байкало-Амурская магистраль (БАМ). Магистрالی соединены между собой однопутной железнодорожной линией Бамовская—Тында. От БАМа отходит ветка, связывающая Амурскую область с Республикой Саха (Якутия) (Тында—Нерюнгри), от Транссиба — ветка местного значения (Сковородино—Джалинда). Сеть автомобильных дорог не развита, поэтому большое значение имеют две дороги с твердым покрытием: Амуро-Якутская автомагистраль (АЯМ), проходящая через весь район с севера на юг, и строящаяся федеральная автотрасса Чита—Хабаровск, пересекающая территорию листа южнее Транссиба, сквозное движение по которой открыто в 2005 г. Вдоль железных дорог есть фрагменты разбитых и труднопроходимых во время распутицы автодорог местного значения. Остальные дороги (лесовозные, проселочные и прочие) пригодны для проезда в летнее время только гусеничным транспортом. В г. Тында имеется аэропорт местного значения, в остальных населенных пунктах есть площадки для посадки легкомоторной авиации, а в ненаселенной горно-таежной местности — для посадки вертолета.

В крупных населенных пунктах функционируют следующие виды связи: почтовая, электрическая, включающая телефонную, телеграфную, факсимильную связь, звуковое и телевизионное вещание, развиваются и эксплуатируются транковые системы радиотелефонной и сотовой связи.

Перспективы экономического развития района связаны в первую очередь с горнодобывающей промышленностью (золотодобыча, возможная доразведка и вовлечение в эксплуатацию проявлений железа: Лумбирское,

Хорогочи-1, Хорогочи-2, Кутыканское, Агинканское, расположенных в непосредственной близости от трассы БАМ) и переработкой древесины.

Территория листа включает фрагменты двух сложных по геологическому строению структур — Алдано-Станового щита и Буреинского массива, между которыми расположена Амуру-Охотская складчато-надвиговая система. Алдано-Становой щит сложен преимущественно кристаллическими образованиями раннего докембрия и разновозрастными гранитоидами. К Буреинскому массиву относятся складчатые терригенные, терригенно-вулканогенные, терригенно-карбонатные толщи фанерозоя с подчиненной ролью гранитоидов и метаморфических пород докембрия. На территории установлено большое количество месторождений и проявлений полезных ископаемых, из которых особое значение имеют многочисленные россыпи, а также коренные месторождения (Бамское, Березитовое и Буриндинское) золота.

На весь лист имеются изданные геологические карты масштаба 1 : 200 000, гравиметрическая карта масштаба 1 : 500 000 и Государственная карта аномального магнитного поля масштаба 1 : 200 000. Известные рудные районы покрыты съемкой масштаба 1 : 50 000, на локальных участках проведены работы масштаба 1 : 25 000 и крупнее. 30 % территории изучено в процессе аэрофотогеологического картирования масштаба 1 : 50 000, 35 % — доизучено в масштабе 1 : 50 000 и 1 : 200 000. К настоящему времени на всей территории Амурской области в рамках листа проведено шливовое и донное опробование масштаба 1 : 200 000. Вся территория покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 200 000, около 60 % территории листа — АГСМ-съемкой, 94 % — Государственной гравиметрической съемкой масштаба 1 : 200 000. Глубинные исследования ограничиваются тремя глубинными сейсмическими профилями. Один из них, профиль МОВЗ Джалинда—Улу был сделан в середине 1960-х годов. Он пересекает весь лист с юга на север вдоль АЯМа. Два других профиля МОВЗ—ГСЗ: г.Тында—пос. Амурзет и фрагмент профиля «Базальт» г. Рубцовск—мыс. Невельского сделаны в 1990-е годы.

История геологического изучения рассматриваемого района началась в середине XVIII в., когда поисковые работы, проводившиеся в Забайкалье, охватили левобережье Аргуни. Уже в конце XVIII столетия, в 1792 г., Михаилом Ивановым составлена первая в России геологическая карта, которая включает междуречье Урова и Урюмкана. На большей части территории листа геологические исследования начинаются значительно позднее — в XIX в. в связи с поисками россыпей золота в бассейне Амура и его притоков. В 1849—1854 гг. Забайкальской экспедицией под руководством Н. Г. Меглицкого установлена золотоносность притоков Амазара. В 1854 г. в ее составе работал Н. П. Аносов, который возглавил в 1857 г. Амурскую поисковую партию. В 1860 г. партия открыла две россыпи золота — Модолукан и Ульдикат (Ульдегит), установила золотоносность многих притоков р. Ольдой. Попутно Н. П. Аносовым охарактеризовано геологическое строение бассейна среднего течения р. Ольдой, собраны остатки ископаемой фауны из девонских отложений. В 1866 г. выявлены промышленные россыпные месторождения по р. Джалинда. В августе 1867 г. открыт первый на Дальнем Востоке прииск Васильевский. К концу года в число

действующих вступают десятки приисков по р. Уркан и его притокам. До конца XIX в. сведения о геологическом строении Верхнего Приамурья поступали в основном от крупных и средних золотодобывающих компаний, широко поставивших поисковое дело и эксплуатацию. Авторы отчетов тех лет делают заключение о приуроченности главной золотоносности к участкам соприкосновения гранитных и сланцевых пород, к их «спаю» (Михайлов, 1875; Боголюбский, 1876) [111]. 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. Маршрутные исследования проводят Я. А. Макеров (1913 г.) и Е. К. Миткевич-Волочаский (1915 г.). Их исследования легли в основу первой геологической карты Азиатской России масштаба 100 верст в дюйме и прилагаемой к ней трехтомной записки, изданной в 1917 г.

С 1923 по 1936 г. геологическими исследованиями района занимались Г. П. Воларович, П. А. Сушков, А. З. Лазарев, И. Ф. Каховский и многие другие [189]. А. Н. Криштофовичем проведен значительный объем био-стратиграфических исследований по угленосным разрезам [144]. В 1928 г. Э. Э. Анертом составлена первая региональная сводка по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока с широким освещением территории Амурской области.

Фундамент представлений о геологическом строении северной части территории (бассейн р. Алдан и его притоков) создан маршрутными исследованиями Д. С. Коржинского, который пересек ее по АЯМу в 1935 г. [138]. В 1949 г. здесь проведена геологическая съемка масштаба 1 : 1 000 000 (А. Г. Кац, Т. А. Бондарева и др.), материалы которой отражены на опубликованной в 1957 г. карте масштаба 1 : 1 000 000 листа N-51 [202].

Во второй половине 1950-х годов силами Дальневосточного, Читинского, Якутского территориальных геологических управлений и НПО «Аэрогеология» начинается среднемасштабное геологическое картирование всей территории. Результаты этих работ явились основой для издания тома «Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область» под редакцией Л. И. Красного [52]. В 1967 г. Ю. П. Рассказов составил геологическую карту Амурской области и сопредельных территорий Хабаровского края, Якутской АССР и Читинской области масштаба 1 : 500 000. К этому времени относится создание первых корреляционных схем по стратиграфии, магматизму и тектонике района, появляются новые данные по полезным ископаемым [22, 88, 152, 178, 225, 226, 238, 255, 258, 275, 309, 438]. Полученные результаты обобщались 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. [4, 26, 82, 88, 91, 110, 151, 167, 171, 179–182, 190, 204, 21, 296, 297, 301].

К началу 1970-х годов площадь была полностью изучена среднемасштабным геологическим картированием. На наиболее перспективных участ-

ках проведены полистные крупномасштабные геологосъемочные работы [318, 336, 337, 364, 365, 367–369, 424, 455, 456, 462, 468, 497, 498, 513, 514, 525, 531, 534, 535, 545, 549, 559–561, 592, 602, 603, 607 и др.]. Материалы этих исследований отражены в изданных Государственных геологических картах масштаба 1 : 200 000 [27, 30, 31, 55, 62, 64, 65, 71, 72, 109, 126, 142, 143, 159, 191, 192, 197, 203, 211, 212, 232, 237, 243, 244, 247, 269, 273, 274, 276, 277, 280, 282, 289, 293, 300 и др.]. Результаты работ этого периода явились основой для сводных геологических карт разных масштабов, которые с 60-х до конца 80-х годов составлялись сотрудниками ПГО «Дальгеология», коллективом геологов ПГО «Читагеология», коллективом Тематической экспедиции ЯТГУ, коллективом тематической партии ГПП «Амургеология», специалистами ПГО «Аэрогеология», ВСЕГЕИ, ИГГД, ВАГТа, ДВИМСа, МГРИ, ИгЯФ СОАН СССР. Среди них: Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1 : 500 000 [41], Геологическая карта Дальнего Востока и прилегающих акваторий масштаба 1 : 1 500 000 [38], Атлас карт геологического содержания зоны Байкало-Амурской магистрали масштаба 1 : 500 000–1 : 3 000 000 [8], Геологическая карта Читинской области масштаба 1 : 500 000 [43], Карта метаморфических формаций юга Дальнего Востока СССР [121].

Результаты геологического дешифрирования космофотоматериалов обобщены в работах В. А. Агентова, В. С. Косыгина, М. В. Сухина и др.

При составлении сводных карт учитывались тематические работы по докембрию – М. Н. Афанасова, В. Г. Ветлужских, С. Н. Гавриковой, В. А. Глебовицкого, М. З. Глуховского, Б. Л. Годзевича, И. Н. Дагелайской, Г. М. Друговой, В. Л. Дука, Е. М. Заблоцкого, Л. П. Карсакова, В. М. Кастрыкиной, В. И. Кицула, Л. И. Красного, В. А. Кудрявцева, Г. Ю. Лагздиной, А. М. Ленникова, А. М. Лейтеса, Ф. А. Летникова, Е. П. Миронюка, Н. И. Московченко, А. Н. Неелова, Ю. П. Рассказова, В. А. Рудника, И. М. Фрумкина, В. И. Шульдинера, С. А. Щеки; по стратиграфии палеозоя – Г. В. Беляевой, Е. А. Модзалевской, Г. В. Роганова, И. И. Сей, В. В. Старченко, М. Т. Турбина, Г. Р. Шишкиной; мезозоя – К. К. Анашкиной, А. С. Вольского, И. П. Вольской, А. М. Камаевой, З. Д. Москаленко, Т. М. Окуневой, И. И. Сей, А. Г. Старк, М. Т. Турбина; кайнозоя – В. А. Барвенко, В. В. Колесникова, А. П. Сорокина, В. П. Пана; палеозойскому магматизму – Г. В. Александрова, Е. М. Заблоцкого, В. К. Путинцева, А. Г. Рублева; мезозойскому – И. А. Васильева, А. С. Вольского, И. П. Вольской, С. Н. Гавриковой, Е. М. Заблоцкого, Ю. В. Казичина, М. И. Кузьмина, В. Н. Мошкина, В. В. Павловой, Е. Н. Панова, А. Г. Старк, И. С. Седовой, С. М. Синицы, В. И. Сухова, А. Г. Рублева; по геоморфологии и неотектонике – О. А. Гапон, В. В. Николаева, Р. М. Семенова, Г. Ф. Уфимцева, Г. И. Худякова; по тектонике – В. А. Амантова, Л. И. Красного, Ю. А. Косыгина, Е. П. Миронюка, Л. М. Парфенова, В. К. Путинцева, Л. И. Салопа, Н. С. Шатского, И. И. Шапочки и многих других авторов.

Обстоятельный обзор истории исследований региона и их результатов содержат обобщающие работы: «Геология и петрология южного обрамления Алданского щита» [268], «Геология Северо-Восточной Азии» [51], «Основные закономерности развития и металлогения областей тектоно-магматической активизации юга азиатской части СССР» [194], «Геология ре-

гиона Байкало-Амурской магистрали» [141], «Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8 [46], «Геология зоны БАМ» [48] и других публикациях.

С конца 1970-х и до начала 2000-х годов на площади проводятся ГГС-50, ГДП-50 [320, 323, 363, 389, 406, 407, 408, 530, 537, 543, 571, 612, 630, 644, 646, 650 и др.], в результате которых получены новые данные о геологическом строении района и полезным ископаемым, уточнен возраст геологических подразделений палеонтологическими и изотопно-геохронологическими методами.

В эти годы проводится большой объем тематических работ по вопросам геолого-структурного районирования территории и прогнозирования полезных ископаемых [5, 15, 16, 18–21, 25, 32–37, 58, 59, 61, 63, 66–69, 81, 85, 90, 95, 97, 98, 101, 107, 117, 120, 122, 227, 228]. Рядом авторов (Л. П. Зоненшайн, Л. М. Парфенов, Б. А. Натальин и др.) история геологического развития региона рассматривается с позиций тектоники плит [108, 198–200]. В 1990 г. М. В. Мартынюком предложена схема расчленения интрузивных образований Хабаровского края и Амурской области [503]. В этом же году проведено IV Межведомственное региональное стратиграфическое совещание по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (г. Хабаровск) [213–224, 278]. 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). В решениях совещаний были приняты стратиграфические схемы и схемы геолого-структурного районирования, положенные в основу ДВСЛ.

Современные представления о геологическом строении и полезных ископаемых рассматриваемого района отражены в работах: Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1 : 2 500 000 [42], Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия), листы: N-(50)–51 – Сквородино [74–77], O-50 (51) – Алдан [70], Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий масштаба 1 : 2 500 000 [40]. После 1992 г. на всю территорию составлены и утверждены НРС Роснедра серийные легенды комплекта карт масштаба 1 : 200 000 второго издания: Удоканская, Алданская, Олекминская, Приаргунская, Становая, Зейская [316, 452, 463, 521, 522, 539, 631], подготовлены к изданию комплекты карт масштаба 1 : 200 000 листов N-51-XV, XVI, XXI, XXII, XXIII, XXIV, XXIX, XXX (всего 25 % территории). Из них N-51-XV и N-51-XVI уже изданы.

В 2001 г. составлена Геологическая карта Амурской области масштаба 1 : 500 000 [377]. Карта и объяснительная записка содержат новейшие сведения по стратиграфии, магматизму и геодинамике региона. Эта работа послужила основой для составления Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения. В это же время завершено составление геологических карт масштаба 1 : 500 000 Республики Саха (Якутия) [44]. В 2002 г. составлена ДВСЛ [636].

Поисковые работы до 1930-х годов проводились в основном на россыпное золото. С 1923 по 1936 г. в южной части территории начались поиски золота и полиметаллов. Попутно выявляется платиноносность оливиновых диабазов кл. Игакский (приток Осежины). Поисковые работы 30-х

годов П. М. Барковского и Д. М. Шилина привели к открытию молибденового месторождения Оборонное, разведанного В. Т. Кадешом в 1949–1954 гг.

Широкомасштабные работы начаты в послевоенные годы. Они проводились силами прииска Соловьевский ПО «Амурзолото», Урканской партией Амурской КГРЭ, Уркиминской партией «Амурзолоторазведки», ПГО «Дальгеология». В результате открыт ряд богатых россыпей, что дало толчок поисковым работам на рудные полезные ископаемые. С 1960 г. возобновились поисково-разведочные работы на Березитовом месторождении. Они с перерывами продолжались до 1984 г. и завершились подсчетом запасов по категориям В, С₁ и С₂. Проводились поиски радиоактивных (А. С. Бражников и Е. А. Кириллов) и редких [431, 541] металлов, никеля, кобальта, хрома, титана, платины [619]. С 1962 по 1986 г. специализированными поисковыми работами выявлен ряд радиоактивных аномалий, изучено Десовское рудное поле, а в верховьях рек Уруша и Бол. Омутная – группа рудопоявлений золота, вольфрама. В 1985–1987 гг. поисковыми работами определена перспективность Уруша-Ольдойской впадины на золото и уточнено ее строение. В среднем и нижнем течении р. Уруша проведены специализированные поисковые работы на радиоактивное сырье, фосфориты и бокситы. Результаты отрицательные из-за низких содержаний полезных компонентов.

В 1991–1994 гг. площадные геохимические поисковые работы проведены Александровской ГЭ ПГО «Центргеофизика». Выделены участки территории для детального изучения. Геохимические поиски масштабов 1 : 50 000–1 : 10 000 использовались на локальных участках при геологосъемочных и поисковых работах. С их помощью детализирован ряд аномалий, выявлены проявления золота, молибдена, меди, редких земель. Геохимические исследования, проводившиеся в Амурской области с начала 1950-х годов до 1998 г., обобщены и в тематических работах С. В. Соколова [594].

С 1958 по 1999 г. территория листа изучена аэрогеофизическими работами масштабов 1 : 1 000 000–1 : 25 000. Геофизические работы, выполненные в 1980–1996 гг., стали основой для расшифровки глубинного строения территории и целенаправленной постановки детальных работ. Наземные геолого-геофизические работы включали магнито-, электро- и гравиразведочные исследования (площадные, профильные) и использовались для заверки аэроаномалий, изучения рудных объектов.

В период с 1990 по 1998 г. с целью создания единой аэрогеофизической основы западной части Амурской области был проведен комплекс работ, который включал сбор, обобщение, анализ и увязку материалов АГСМ-съемок предыдущих лет, комплексную АГСМ-съемку масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000 на участках, где эти работы не были проведены. При этом была разработана и успешно апробирована методика разбраковки и увязки разнородных аэрогеофизических материалов. По результатам этих работ составлен комплект карт геофизических полей [354, 355, 658].

С 1985 по 2000 г. на территории листа в рамках Амурской области выполнен большой объем работ по изучению режима и баланса подземных вод [415, 440, 515–520, 547, 557 и др.]. В 1994 г. составлены каталоги водозаборов и химических анализов подземных вод административных райо-

нов Амурской области на основе фондовых материалов [627], обобщена информация по водоснабжению населения, проведена инвентаризация месторождений подземных вод и действующих водозаборов, а также сделан анализ современного состояния хозяйственно-питьевого водоснабжения [440]. В 1995 г. дана прогнозная оценка территории Амурской области на подземные пресные и термоминеральные воды [599].

В 1996–1999 гг. для оценки геолого-экологического состояния Амурской области проведены геоэкологические исследования и картографирование масштаба 1 : 1 000 000. В результате работ составлены геоэкологические карты масштаба 1 : 1 000 000 области и масштабов 1 : 100 000–1 : 500 000 Райчихинского, Свободненского, Соловьевского участков, а также карта оценки экологического состояния геологической среды масштаба 1 : 1 000 000 на всю территорию Амурской области [420].

В настоящее время на площади рудных узлов коллективами более 20 организаций проводятся поисковые, в т. ч. геохимические, поисково-оценочные и разведочные работы на различные виды полезных ископаемых, тематические исследования.

К началу работ по созданию комплекта Госгеолкарты-1000/3 для территории листа были составлены опережающие геофизическая, геохимическая и дистанционная основы, сертифицирована топографическая основа. В геохимической основе полностью отсутствует информация по западной части листа (Читинская область) из-за резко различной степени изученности и невозможности увязки имеющихся материалов по Амурской и Читинской областям. Материалы средне- и крупномасштабных съемок на эту территорию обработаны в процессе создания комплекта Госгеолкарты-1000/3. В геофизической основе на западную часть листа (Читинская область) имеется только карта гравитационного поля и карта аномалий магнитного поля, выполненные на основе Государственных карт масштаба 1 : 200 000. Материалы АГСМ-съемки на территорию Читинской области, выполненные Сосновским ПГО, представлены картами содержания урана, тория, калия в изолиниях. Поскольку их невозможно увязать с материалами по Амурской области, в геофизическую основу они не включены, но использованы при составлении карты [548]. Полностью отсутствуют материалы на лист N-51-XXXI, т. к. там не было аэромагнитной съемки. Дистанционная основа составлена по материалам космических фотосъемок удовлетворительного качества («НИИКАМ») масштаба 1 : 1 000 000. При работе над комплектом, кроме нее, использована программа Google Earth. В 2004 и 2005 гг. проведены полевые работы на поисковых участках: Холджикан, Тымагерский, Золотинка, Глебовский Нагиминский, Ямнинский, Мадаланский и Кутыкан. Результаты работ использованы для металлогенического анализа территории и рекомендаций для постановки прогнозно-поисковых работ.

Комплект геологических карт к объяснительной записке сопровождается базами данных: «Полезные ископаемые», «Органические остатки» и «Радиологический возраст». База данных «Полезные ископаемые» была создана в СУБД MS Access 2002. Структура БД состоит из связанных между собой таблиц и полностью соответствует документу: «Требования по представлению в НРС и ГБЦГИ сопровождающих баз данных к листам Госгеол-

карты-1000/3», Спб, 2004 г., ред. 1.1. Базы данных «Органические остатки» и «Радиологический возраст» созданы в программе Microsoft Excel на основе атрибутивной таблицы одноименного покрытия. Имена полей таблицы соответствуют требованиям по представлению цифровых моделей карт в НРС ВСЕГЕИ.

Комплект Госгеолкарты-1000/3 листа N-51 подготовлен в ФГУГП «Амургеология», ФГУП «ВСЕГЕИ» и ФГУГП «Читагеолсъёмка».

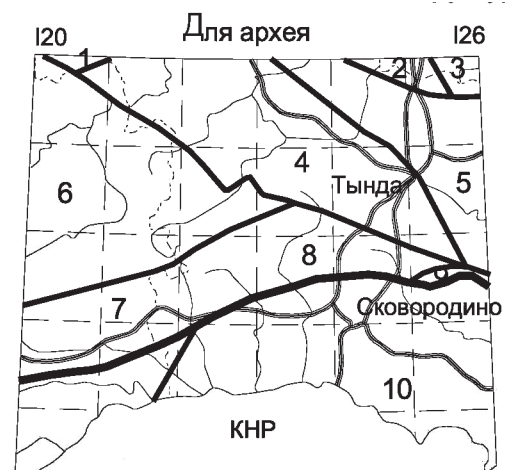
Дополнительные карты и схемы комплекта составлены: тектоническая и разломной тектоники – Н. Н. Петрук, глубинного строения – М. Ю. Носыревым, геоморфологическая и эколого-геологическая – Н. Н. Петрук, гидрогеологическая – С. С. Поповой и Н. Н. Трутневой. Базы данных готовились авторами карт.

С соседними листами N-50 и N-52 ГК-1000/3 лист увязан полностью, за исключением возраста тындинско-бакаранского комплекса.

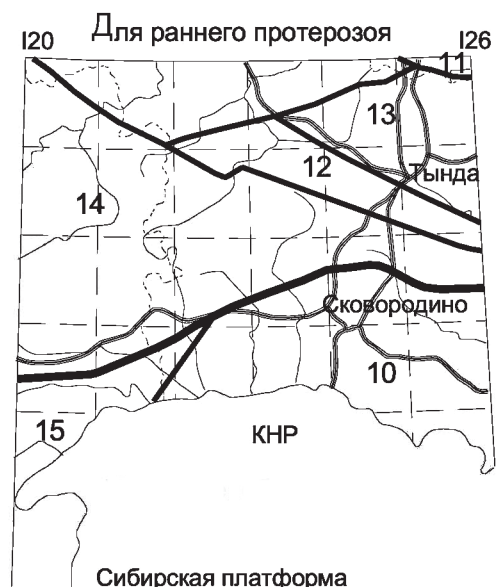
СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории принимают участие стратифицированные образования широкого возрастного диапазона. В различном объеме представлены нижний и верхний архей, нижний и верхний протерозой, все системы фанерозоя, кроме ордовикской.

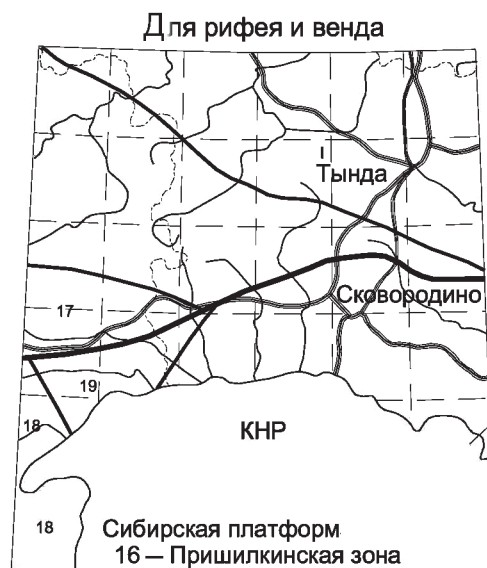
Нижнеархейские серии и свиты являются составной частью Алдано-Станового щита — крупнейшего выступа Сибирской платформы, где слагают различного размера редуцированные блоки и ареалы среди более молодых складчатых сооружений и разновозрастных, но глубоко преобразованных, нередко ремобилизованных в гранитоиды образований. Верхнеархейские кристаллические сланцы и гнейсы на Алдано-Становом щите пространственно приурочены к крупным тектоническим структурам различного простирания, а в пределах Буреинского массива преобладают в объеме пород, слагающих Гонжинский блок. Нижнепротерозойские метаморфиты сохранились фрагментарно в опущенных блоках (фрагментах прогибов, грабенах) вдоль крупных разломов, ограничивающих выступы архейского фундамента. Верхнепротерозойские породы находятся в крупных линзах, а также ксенолитах раннепалеозойских гранитоидов Буреинского массива. Кембрийские отложения развиты на крайнем юго-западе листа в Аргунской зоне. Они слагают антиклинальную складку, выполняют тектонически ослабленные зоны северо-восточного простирания, наблюдаются в небольших разрозненных тектонических блоках и находятся в ксенолитах среди палеозойских гранитов. Силурийские, девонские и каменноугольные образования прослеживаются в пределах Амуро-Охотской складчато-надвиговой системы и ее обрамления почти через всю площадь от низовьев Шилки до верховий Тынды. На Буреинском массиве они развиты фрагментарно: в приустьевой части р. Урка и бассейне р. Керак. Пермские отложения выполняют реликты вулканических построек центрального и трещинного типов с тектоническими ограничениями в бассейнах верхних течений рек Нюкжа, Бол. Омутная и Уруша. Вулканогенные породы и морские отложения верхнего триаса отмечаются в северной части Буреинского массива. Полно и разнообразно представлены ниже- и среднеюрские морские, верхнеюрские и меловые континентальные отложения, а также вулканы. Формирование последних связано с эпохой мезозойской тектоно-магматической активизации (ТМА), сопровождающейся образованием континентальных впадин и вулканоплутонических зон во всех крупных тектонических структурах площади. Кайнозойские осадки компенсируют континентальные впадины, слагают склоны долин, поймы, террасы и выстилают русла современных рек.



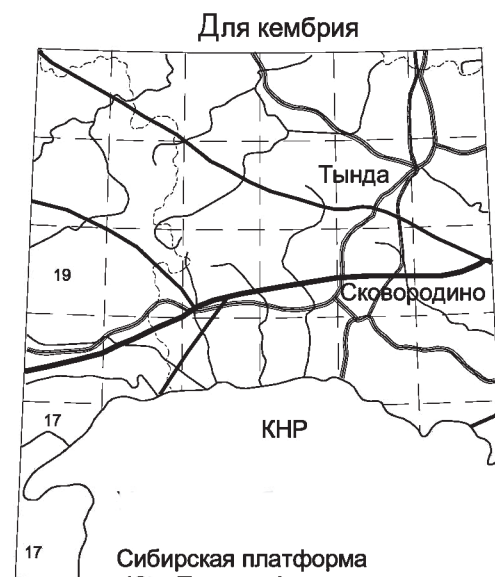
- Для архея
- Сибирская платформа
Алдано-Становой щит
Южно-Алданская система блоков
- Блоки :
- 1 — Курультинский
 - 2 — Зверевский
 - 3 — Тангракский
- Становая система блоков
- Блоки :
- 4 — Ларбинский
 - 5 — Дамбукинский
- Западно-Становая система блоков
- 6 — Витимо-Нююкинский
 - 7 — Пришилкинский
 - 8 — Ольдойский
 - 9 — Усть-Гилюйский
- Буреинский массив
- 10 — Гонжинский блок



- Для раннего протерозоя
- Сибирская платформа
- 11 — Южно-Алданская зона шовных структур
- Становая система блоков
- Блоки:
- 12 — Джелтулакский
 - 13 — Чимчанский
 - 14 — Западно-Становая система блоков
- Буреинский массив
- 15 — Аргунский блок
 - 10 — Гонжинский блок



- Для рифея и венда
- Сибирская платформ
- 16 — Пришилкинская зона
- Буреинский массив
- Аргунская зона
- 17 — Аргуно-Газимурская подзона
 - 18 — Шилка-Аргунская подзона

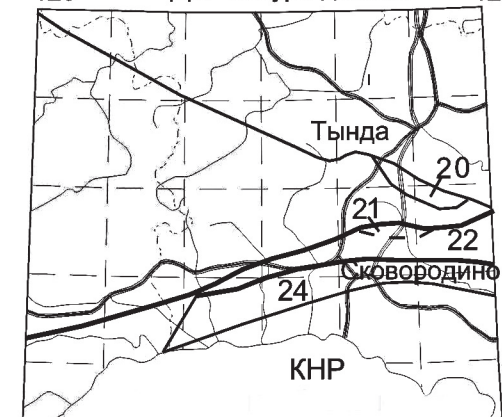


- Для кембрия
- Сибирская платформа
- 19 — Тунгиро-Амазарская плутоногенная зона
- Буреинский массив
- Аргунская зона
- 17 — Аргуно-Газимурская подзона

- Границы
- 15 — Платформы, массива, систем блоков
 - Блоков, зон (подзон) и их номера
 - Железные дороги
 - Автомобильные дороги

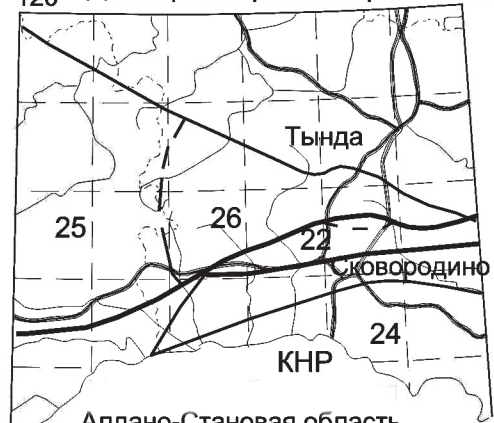
Рис. 1. Схемы геолого-структурного районирования.

120 Для силура-девона 126



Алдано-Становая область активизации
 20 – Пригилкойская плутоногенная зона
 Амуро-Охотская складчато-надвиговая система
 Янкано-Джагдинская структурно-формационная зона (СФЗ)
 Подзоны:
 21 – Шахтаунская
 22 – Янканская
 Буреинский массив
 Структурно-формационные зоны:
 23 – Усть-Уровская
 24 – Ольдойско-Сагайская

120 Для карбона-раннего триаса 126



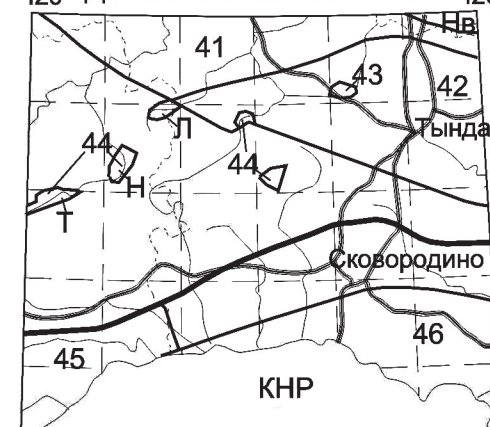
Алдано-Становая область активизации
 Олекмо-Нюкжинская вулканогенно-плутоногенная зона (ВПЗ)
 Подзоны:
 25 – Олекминская
 26 – Нюкжинская
 Амуро-Охотская СНС
 Янкано-Джагдинская СФЗ
 22 – Янканская подзона
 Буреинский массив
 СФЗ:
 23 – Усть-Уровская
 24 – Ольдойско-Сагайская

120 Для позднего триаса-юры 126



Алдано-Становая область активизации
 27 – Становая плутоногенная зона
 Олекмо-Нюкжинская ВПЗ
 25 – Олекминская подзона
 26 – Нюкжинская подзона
 Амурская область активизации
 29 – Стрелкинский наложенный прогиб (НП)
 34 – Аргуно-Газимурская плутоногенно-седиментогенная зона (ПСЗ)
 35 – Онон-Газимуровский (НП)
 36 – Верхнеамурская ПСЗ
 37 – Верхнеамурский (НП)
 38 – Шилка-Амазарский стратиграфический район (СР)
 39 – Большеженевско-Урканский СР
 40 – Осежинский СР
 Предстановая группа впадин
 Впадины:
 30 – Холоджиканская
 31 – Мадаланская
 32 – Стрелкинская
 33 – Малотындинская

120 Для континентального мела 126



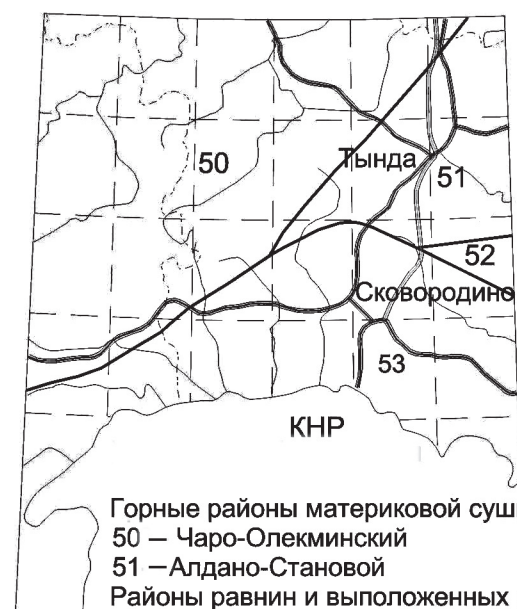
Алдано-Становая область активизации
 Ареалы:
 41 – Сутамский
 42 – Бомнакский
 43 – Нюкжинский
 44 – Тунгирский
 Впадины:
 Т – Тунгирская
 Н – Ненюгинская
 Л – Лопчинская
 Нв – Невачанская
 Амурская область активизации
 45 – Аргунский ареал
 46 – Умлекано-Орловский ареал

Для палеогена и неогена



Континентальные впадины и террасы материка
 I – Амуро-Зейская группа впадин

Для плиоцена-квартера



Горные районы материковой суши:
 50 – Чаро-Олекминский
 51 – Алдано-Становой
 Районы равнин и выположенных предгорий:
 52 – Удско-Зейский
 53 – Амуро-Зейский

- Границы:
- Платформы, складчато-надвиговой системы, массива
 - Зон, прогибов, ареалов
 - Подзон, стратиграфических районов
 - Автодороги
 - Железные дороги

Рис. 2. Схемы геолого-структурного районирования.

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 Сибирской платформы это: архей (ранний и поздний), протерозой, палеозой, средняя и поздняя юра, ранний триас, ранний мел, плиоцен–ранний неоплейстоцен. Для Амура–Охотской СИС: силур–девон, карбон–пермь, поздний триас–средняя юра, мел, плиоцен–эоплейстоцен, 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 (рис. 1, 2).

АРХЕЙ

К архейским стратифицированным образованиям отнесены неоднородные ассоциации супракрустальных метаморфических пород гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

Архейские метаморфиты слагают Алдано–Становой щит, разделенный Становым и Джелтулакским глубинными разломами на Южно–Алданскую, Становую и Западно–Становую системы блоков (СБ). Южно–Алданская СБ ранее рассматривалась как Алданский, Витимо–Алданский, Олекмо–Алданский щит Чаро–Алданской литосферной плиты (тектонического домена) [89, 90, 91, 94–96], Становая и Западно–Становая СБ соответственно – как Становая и Селенгино–Становая складчато–блоковые системы [48, 97, 115, 117]. Границы и объемы выделяемых блоков условны, различными авторами рассматриваются с использованием разных критериев*. В пределах Буреинского массива архейскими стратифицируемыми образованиями сложен Гонжинский блок.

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 диафорированные в условиях амфиболитовой и эпидот–амфиболитовой фаций и претерпевшие многоэтапную складчатость и ультраметаморфизм.

* Существуют схемы районирования докембрийских структур Алдано–Станового щита, в основу которых положены разные принципы, включая и униформистские: структурно–формационный [89, 161, 162, 187], актуализма [284, 285], пангео–синклинальный [235, 236], космогеологический [61, 63, 168], плитотектонических движений [81, 150], тектонических решеток и др. [92].

Алданий

На уровне алдания Становая СБ подразделяется на Ларбинский и Дамбукинский блоки, Южно-Алданская СБ – на Курульгинский, Зверевский и Тангракский блоки.

Становая система блоков

Ларбинский блок. Ларбинская серия (AR_1^{Ib}). Распространена в бассейне верхнего течения р. Ньюжа и нижнего течения р. Верх. Ларба. В ее состав входят четыре свиты (снизу вверх): 1) пуриканская и уркиминская, показанные на карте объединенными – кристаллические сланцы амфибол, биотит-, гранат-двупироксеновые, биотит-гиперстеновые, магнетитовые кварциты, слои и линзы гнейсов биотит-гранатовых, биотитовых, биотит-гиперстеновых, амфиболитов, плагиоэклогитов, пироксенолитов, редко гранатовых гнейсов (1500–3000 м); 2) хорогочинская – гнейсы гранатовые, биотит-кордиерит-силлиманит-гранатовые, часто графитсодержащие, кварциты, в т. ч. графитовые и рутиловые, прослой кинцигитов, гнейсов гранат-гиперстеновых, кристаллических сланцев основных и ультраосновных, часто эклогитоподобных (1000–1500 м); 3) кутыканская – гнейсы и кристаллические сланцы амфибол-биотитовые, биотитовые, биотит-амфиболовые, биотит-гиперстеновые со слоями кристаллических сланцев двупироксеновых, амфибол-двупироксеновых, амфибол-диопсидовых, амфиболовых (1000–1500 м). К нерасчлененным образованиям отнесены небольшие выходы гранулитов, мощностью до 1500 м, локализованные в зоне Джелтулакского разлома, по составу сопоставимые с породами свит. Нижняя возрастная граница пород серии неизвестна, верхняя – определяется прорыванием всех разновидностей пород серии гранитоидами раннепротерозойского возраста (2365 ± 65 млн лет, U-Pb метод по циркону) [185–187].

Пуриканская и уркиминская свиты объединенные ($AR_1^{Ipr + ur}$) [124, 408, 537] обнажаются в бассейнах рек Уркима, Хорогочи, Пурикан.

Уркиминская свита представлена грубым чередованием пластов (20–40 м) и пачек (до 300 м) основных и ультраосновных сланцев с гранатовыми плагиогнейсами. Сланцевые пачки сложены двупироксеновыми, часто с роговой обманкой и паргаситом, биотит-гиперстеновыми, диопсид-плагиоклазовыми, эклогитоподобными и ультраосновными сланцами, содержащими очень редкие и маломощные прослой гранатовых гнейсов, кальцифиров и кварцитов, в том числе магнетитовых, диопсидовых и калишпатовых. В гнейсовых пачках преобладают биотит-гранатовые графитсодержащие плагиогнейсы, редко присутствуют кинцигиты и гиперстеновые гнейсы с маломощными прослойками сланцев. Особенностью строения разреза свиты является ее пестрый состав, насыщенность эклогитоподобными породами и ультраосновными сланцами (двупироксеновыми, оливин-двупироксеновыми, шпинель-бронзит-оливиновыми). Она согласно перекрыта пуриканской свитой, но нижняя граница неизвестна. Мощность 1500 м.

В составе *пуриканской свиты* преобладают меланократовые кристаллические сланцы амфибол-, биотит-, гранат-двупироксеновые, биотит-гиперстеновые. В подчиненном количестве содержатся магнетитовые кварциты, образующие промышленные залежи железных руд. По всему разрезу наблюдаются слои и линзы гнейсов биотитовых, биотит-гранатовых, биотит-гиперстеновых, амфиболитов, плагиоэклогитов, пироксенолитов, редко гранатовых гнейсов мощностью первые метры—первые десятки метров. Она согласно залегает на нижележащей уркиминской свите и без видимого несогласия перекрывается хорогочинской. Мощность свиты 1500—2300 м. Для нее характерен монотонный кварцито-сланцевый (терригенный) состав с преимущественным преобладанием парапород и мощными пачками магнетитовых кварцитов. Температура минералообразования — 900 °С по данным двупироксенового геотермометра, $P = 12$ кбар [123, 176, 299].

Хорогочинская свита (AR_1^{1hr}) [124] развита в бассейнах рек Хорогочи, Кутыкан, Верх. Ларба. Сложена плагиогнейсами гранатовыми, биотит-гранатовыми, часто графит- и рутилсодержащими. Подчиненную роль играют прослойки кинцититов, гранат-гиперстеновых гнейсов и основных сланцев (гиперстеновых, биотит-гиперстеновых, эклогитоподобных), а также ультраосновных сланцев (двупироксеновых, клинопироксеновых, содержащих в переменных количествах оливин, роговую обманку, шпинель, иногда дымчатый мицзонит и плагиоклаз). В целом для свиты характерны гранатово-гнейсовый состав и насыщенность разреза ультраосновными сланцами (коматиитового состава), эклогитоподобными сланцами и почти полное отсутствие известково-силикатных и двупироксеновых основных сланцев. В разрезе свиты все перечисленные прослои составляют не более 10 % ее объема. Она имеет согласные контакты с подстилающей и перекрывающей свитами. Мощность 1500 м.

Кутыканская свита (AR_1^{1kt}) [124, 219, 229] преобладает в бассейнах рек Верх. Ларба, Кутыкан. Она завершает разрез алдания в Ларбинском блоке, где согласно залегает на хорогочинской свите и перекрывается отложениями квартера. Нижняя часть свиты сложена основными кристаллическими сланцами (диопсид-роговообманковыми, диопсидовыми, скаполит-диопсидовыми, роговообманковыми, редко гиперстен-роговообманковыми и двупироксеновыми) с редкими прослоями гнейсов, роль которых возрастает вверх по разрезу, и линзами ультраосновных кристаллосланцев. Верхняя — представлена тонкополосчатыми гнейсами мелко-, среднезернистыми с чередованием биотитовых, роговообманково-биотитовых, биотит-роговообманковых, часто гранатсодержащих, и роговообманковых (пироксенсодержащих) лейко-, мезо- и меланократовых полос мощностью от первых сантиметров до 1 м. В небольшом количестве они содержат прослойки (1—7 м) основных кристаллосланцев двупироксеновых, двупироксен-роговообманковых и диопсид-плагиоклазовых мелкозернистых, которые к верхам разреза полностью исчезают. Мощность свиты 1000—1500 м. Для свиты в целом характерен монотонный гнейсово-сланцевый (существенно вулканогенный) состав с преобладающим биотит-роговообманковым составом пород, полным отсутствием высокоглиноземистых гнейсов и почти полным отсутствием ультраосновных сланцев.

Дамбукинский блок. В пределах территории рассматриваемого листа дамбукинская серия представлена двумя свитами: дубакитской и камрайской.

Дубакитская свита ($AR_1^1 db$) [497, 219, 229, 257] наблюдается только в верховьях р. Мал. Талга. Слагает нижнюю часть разреза дамбукинской серии в пределах одноименного блока. В ее состав включены кристаллические сланцы амфибол- и гранат-двупироксеновые, амфибол-диопсидовые, амфиболовые, содержащие прослои (20–80 м) сланцев гиперстеновых, биотит-гиперстеновых, диафторитовых кристаллосланцев амфиболовых, биотит-амфиболовых, амфибол-биотитовых, плагиогнейсов биотит-гиперстеновых, амфиболитов. Дубакитская свита подстилает камрайскую, нижняя граница неизвестна. Свита выдержана по простиранию, мощность более 1500 м.

Камрайская свита ($AR_1^1 km$) [219, 229, 497] распространена в верховьях рек Мал. Гилую и Джуваскит на границе с листом N-52-A. Основные типы пород – гнейсы гранатовые, гранат-графит-силлиманит-биотитовые, биотитовые; кристаллические сланцы, реже гнейсы амфиболовые, пироксен-амфиболовые, часто гранатсодержащие с прослоями кварцитов, в том числе графитовых и магнетитовых, кальцифиров, мраморов, амфиболитов, высокоизвестковистых сланцев. Камрайская свита согласно перекрывает дубакитскую. Ее мощность 1000–1500 м. Параметры метаморфизма: $T = 719–764$ °C (по гранат-биотитовому, гранат-кордиеритовому, гранат-ортопироксеновому и другим геотермометрам), $P = 6–8$ кбар (по гранат-ортопироксеновому, гранат-кордиеритовому и другим геобарометрам). К верхам разреза наблюдается падение температуры и увеличение давления [538].

Дамбукинская серия нерасчлененная ($AR_1^1 db$) выделена в междуречье Бол. Желтулак–Мал. Талга в зоне Желтулакского глубинного разлома. Представлена интенсивно диафторированными кристаллическими сланцами и гнейсами амфибол-, биотит-, гранат-двупироксеновыми, биотит-гиперстеновыми, среди которых встречаются слои и линзы магнетитовых кварцитов, гнейсов биотит-гранатовых, биотитовых, редко гранатовых, а также амфиболитов, плагиоэклогитов, пироксенолитов. В различных выходах породы отличаются, но в большинстве случаев превращены в полные диафториты с реликтами гранулитовых ассоциаций, рассланцованы, катаклазированы, часто милонитизированы и бластомилонитизированы. Мощность серии в наиболее крупных выходах более 1500 м.

Возраст биотит-гиперстеновых плагиогнейсов камрайской свиты – 3085 ± 162 млн лет (U-Pb метод по циркону) [149], возраст диафтореза мигматизирующих эндербитов – 2823 ± 418 (Rb-Sr метод по отдельным минералам и породе) [538], возраст насыщающих толщи бескорневых тел габброидов – 2,8 млн лет (Rb-Sr метод по отдельным минералам и породе).

Породы дамбукинской серии претерпели двукратный гранулитовый метаморфизм, возраст которого (U-Pb метод по цирконам) составляет 2600–2647 млн лет [149] (поздний архей) и 1884 ± 9 млн лет [149].

Южно-Алданская система блоков

Курультинский блок. Курультинская серия (AR_1^{1kr}) характеризуется двучленным строением разреза. Фрагменты нижней части наблюдаются в бассейне нижнего течения р. Тунгир и в бассейне р. Олекма. Она представлена биотит-пироксеновыми, гиперстеновыми, биотит-двупироксеновыми, амфибол-, биотит-амфибол-, гранат-амфибол-двупироксеновыми кристаллическими сланцами, в которых выше по разрезу появляются прослой биотит-гиперстеновых гнейсов, линзы высокоглиноземистых гнейсов и магнетитовых кварцитов. Нижняя граница неизвестна. Верхняя часть серии выходит на крайнем северо-западе территории. Она сложена гнейсами биотит-гранатовыми, биотит-кордиерит-силлиманит-гранатовыми, часто графитсодержащими, биотитовыми, а также кварцитами, в том числе графитовыми и рутиловыми, встречаются прослой кинцигитов, гнейсов гранат-гиперстеновых, кристаллических сланцев основных и ультраосновных, часто эклогитоподобных. Мощность серии 1000–1500 м.

В гнейсах магнезиальность граната колеблется от 0,200 до 0,450, в биотите от 0,510 до 0,680, что позволяет оценить температуру метаморфизма в 750–850 °С, а давление на основе гранат-биотитового барометра в 6–7 кбар. На сопредельной с севера территории U-Pb изотопный возраст оболочки циркона из биотит-двупироксен-амфиболового кристаллического сланца достигает 3460 ± 16 млн лет и расценивается авторами определения как возраст гранитизации, протекавшей в условиях гранулитовой фации [17]. Эту датировку нельзя считать окончательной, поскольку из-за недостатка материала возраст ядер не был определен. Sm-Nd изотопный возраст основных пород составляет 3507 ± 123 млн лет [92].

Зверевский блок. Зверевская серия (AR_1^{1zv}) распространена фрагментарно в бассейнах рек Могот, Тунгир и Гонам. При АФГК-50 нижняя часть серии называлась иманграканской, средняя – зверевской, верхняя – авикской или чебаркасской свитами [407, 408]. Нижняя часть серии, мощностью до 2000 м, сложена амфиболовыми, биотит-гиперстеновыми, двупироксеновыми кристаллическими сланцами и содержит слои и линзы биотит-гиперстеновых, биотит-гранатовых, биотитовых гнейсов, ультраосновных кристаллосланцев, амфиболитов, кварцитов, в т. ч. магнетитовых. В зонах экзоконтактов раннепротерозойских интрузий резко увеличивается количество диафоритовых пород: амфиболовых, биотит-амфиболовых, амфибол-биотитовых кристаллических сланцев и гнейсов (до 50 %). Выше по разрезу кристаллосланцевая составляющая серии сменяется гнейсами гранатовыми, биотит-кордиерит-силлиманит-гранатовыми, часто графитсодержащими, кварцитами, в том числе графитовыми и рутиловыми, содержащими прослой кинцигитов (0,3–0,4 м), гнейсов гранат-гиперстеновых (0,1–0,2 м), кристаллических сланцев основных (3–3,5 м) и ультраосновных (0,3–3 м), часто эклогитоподобных. Разрез в целом однообразный, содержит отдельные слоистые пачки, в которых тонко переслаиваются породы различного состава – биотит-гранатовые, гранат-биотитовые, высокоглиноземистые гнейсы. В слоях отмечаются полоски, обогащенные гранатом или силлиманитом, по облику аналогичные тонким прослоям в осадочных образованиях. Мощность 1700 м. В составе верхней части

доминируют гнейсы гиперстеновые, биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые, среди которых встречаются прослой кристаллических сланцев дупироксеновых, диоксидовых, гиперстеновых, роговообманковых, пироксен-роговообманковых, гнейсов гранатовых, амфиболитов, кварцитов. Для кристаллосланцевых слоев характерно чередование нескольких разновидностей, слагающих маломощные (1–2, редко до 3 м) слойки. Мощность 1000–2500 м. Общая мощность серии 1500–3000 м. Нижняя возрастная граница пород серии неизвестна, верхняя – определяется прорыванием всех разновидностей пород серии гранитоидами раннепротерозойского возраста (2365 ± 65 млн лет, U-Pb метод по цирконам) [69].

По температуре метаморфизма (715–740 °С) породы принадлежат к двум фациям [139]: низкотемпературной биотит-силлиманитовой и высокотемпературной кордиерит-ортоклазовой, по глубине метаморфизма характеризуются давлениями 9–10 кбар и отвечают кордиерит-гранатовой и гиперстен-силлиманитовой субфациям [407, 408].

Тангракский блок. Тангракская серия (AR_1^{tk}). Более известна как токарисканская. Была переименована при составлении легенды Алданской серии листов [317]. Состоит из двух свит – сыгынахской и муравьевской. К нерасчлененным образованиям отнесены небольшие выходы гранулитов мощностью до 1000 м, наблюдаемые в зоне Станового разлома, по составу сопоставимые с породами свит.

Сыгынахская свита (AR_1^{sg}) выделена В. Г. Ветлужских [26]. На территории листа распространена ограниченно в отрогах хр. Зверева. Она сложена плагиогнейсами гиперстеновыми, кристаллическими сланцами амфиболовыми, дупироксеновыми с прослоями гнейсов биотит- и гиперстен-гранатовых, линзами амфиболитов, кварцитов, в т. ч. магнетитовых. Мощность 1300 м. Свита имеет согласный контакт с перекрывающей ее муравьевской свитой, нижняя граница неизвестна.

Муравьевская свита (AR_1^{mr}) выделена В. Г. Ветлужских [26]. Встречается совместно с сыгынахской. Свита состоит из кристаллических сланцев амфиболовых, пироксен- и дупироксен-амфиболовых, содержит линзы амфиболитов и характеризуется монотонным строением. Почти на 90 % породы свиты превращены в полные диафториты амфиболитовой фации. Она согласно залегает на сыгынахской. Верхняя граница неизвестна. Мощность 2000 м.

По петрографическим, петрохимическим и геохимическим особенностям породы разных свит и серий не отличаются друг от друга. Среди них выделяются шесть групп: 1) основные кристаллические сланцы, 2) плагиогнейсы и гнейсы среднего и кислого составов, 3) глиноземистые и высокоглиноземистые плагиогнейсы и гнейсы, 4) кремнистые и железисто-кремнистые породы, 5) карбонатные породы, 6) амфиболиты.

Основные кристаллические сланцы наиболее распространены. Они разделяются на высокомагнезиальные и умеренножелезистые, известково-силикатные, высокоглиноземистые, высокожелезистые разновидности и кристаллические сланцы повышенной известковистости [158]. Породы реконструируются в качестве вулканитов островных дуг толеитовой, реже известково-щелочной серий. Характеризуются повышенными содержаниями свинца, цинка, меди, олова, ванадия, молибдена, титана, циркония, галлия, лантана, серебра, иттрия и иттербия.

Плаггиогнейсы и гнейсы среднего и кислого составов реконструируются как осадочные и, частично, вулканогенные породы. Характеризуются повышенными содержаниями никеля, свинца, цинка, меди, ванадия, молибдена, циркония и галлия.

Глиноземистые и высокоглиноземистые плаггиогнейсы и гнейсы, кремнистые и железисто-кремнистые, карбонатные породы и амфиболиты реконструируются в качестве осадочных пород. Биотит-гранатовые гнейсы специализированы на иттрий и иттербий, шпинель-форстеритовые кальцифиры – на марганец, диоксидовые – на бериллий.

На картах приращения силы тяжести нижнеархейские серии отчетливо выражаются областями повышенных значений по сравнению с окружающими породами. На картах изолиний ΔT над породами нижнего архея наблюдается слабо дифференцированное знакопеременное поле с отдельными аномалиями, изометричными или вытянутыми согласно простиранию свит, наиболее интенсивными над магнетит-куммингтонитовыми кварцитами.

Становий

На уровне становия Становая СБ подразделяется на Ларбинский и Дамбукинский блоки, Западно-Становая – на Витимо-Нюкжинский, Ольдойский и Усть-Гилуийский блоки.

Становая система блоков

К супракрустальным образованиям становия относятся серии, отдельные свиты, толщи, объединяемые ранее в становой комплекс. Для них характерен однообразный состав, выдержанность по простиранию на больших расстояниях, насыщенность разреза телами диорито- и гранодиорито-гнейсов и плаггиогранито-гнейсов, близких к «серым гнейсам» других регионов.

Чильчинская свита ($AR_1^2 \& t$) выделена при ГС-200 и тематических работах [379, 443–445]. Она широкой полосой прослеживается от западной рамки листа до восточной в бассейнах рек Нюкжа и Гилуой. 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 [320, 12, 268 и др.] (ссылки на геологию и петрологию южного обрамления). 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 и плаггиогнейсами биотитовыми, двуслюдяными, часто с гранатом, дистеном, фибролитом, среди которых наблюдаются прослои кристаллических сланцев биотит-роговообманковых, роговообманковых, гнейсов клинопироксен-амфиболовых, кварцитов. Контакты свиты с окружающими архейскими образованиями тектонические. Мощность бо-

лее 2000 м. Гнейсы и кристаллические сланцы обогащены Fe, Al, Ti при пониженном содержании кремнезема, щелочей, щелочноземельных металлов и при реконструкции первичного состава определяются как продукты латеритных кор выветривания

По мнению В. М. Кастрыкиной [408], которое мы полностью поддерживаем, стратиграфическую самостоятельность свиты подтверждают следующие факты.

1. Крайне монотонный разрез свиты, на 95 % состоящий из двух разновидностей биотитовых плагиогнейсов. В регрессивно метаморфизованных образованиях нижнего архея сходные биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы всегда чередуются с амфиболсодержащими разновидностями.

2. Огромные размеры выходов свиты (10–16 × 90 км).

3. Очень широкое развитие мелко-равномернозернистых массивных и слоистых биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев, практически не имеющих аналогов среди диафторированных пород нижнего архея и весьма похожих на прогрессивно метаморфизованные породы одолгинской серии верхнего архея.

4. Специфичность редких, но очень характерных для свиты амфиболитов (часто клинопироксен- или гранатсодержащих), аналоги которых неизвестны в других метаморфических комплексах района.

5. Геохимические особенности пород, резко отличающие их от нижнеархейских гранулитов и биотит-гранатовых гнейсов, в частности, уникально высокие содержания циркония при весьма низкой величине стандартных отклонений. На картах донного опробования полям развития свиты отвечают потоки с аномальными содержаниями иттрия, иттербия, лития, циркония, бора, лантана, не имеющие аналогов в районе.

6. Отсутствие достоверных признаков происхождения пород при регрессивном метаморфизме образований гранулитовой фации. Ряд признаков диафтореза, отмеченных в породах, не выходят за рамки изменений, возникающих при наложении эпидот-амфиболитовой фации на высоко-температурную амфиболитовую.

Джигдалинская свита [64, 65, 210, 380–385, 537] распространена от рек Олекма и Нюкжа на западе территории до бассейна нижнего течения р. Гилюй на востоке. Состоит из трех подсвит: нижней, средней и верхней.

Нижнеджигдалинская подсвита ($AR_1^2dh_1$) в бассейнах средних течений рек Гилюй, Иликан и их притоков сложена грубополосчатыми кристаллическими сланцами и гнейсами роговообманковыми, клинопироксен-роговообманковыми, часто гранатсодержащими с прослоями гнейсов роговообманково-биотитовых и биотитовых, линзами амфиболитов. Перекрывается средней подсвитой, нижняя граница тектоническая. Мощность 1800 м.

Среднеджигдалинская подсвита ($AR_1^2dh_2$) в бассейнах рек Тында и Гилюй представлена гнейсами роговообманково-биотитовыми, биотитовыми, редко биотит-роговообманковыми, иногда гранатсодержащими. На всех уровнях присутствуют прослои высокоглиноземистых гнейсов, линзы амфиболитов. Согласно залегает на нижней подсвите и перекрывается верхней. Мощность 1500 м. Температура метаморфизма по гранат-биотитовому геотермометру 650–690 °С, давление 7–8 кбар [119, 497].

Верхнеджигдалинская подсвета ($AR_1^2dh_3$) в бассейне р. Гилюй характеризуется переслаиванием грубополосчатых и тонкополосчатых гнейсов и кристаллических сланцев биотит-роговообманковых, роговообманково-биотитовых, реже роговообманковых с прослоями биотитовых гнейсов, линзами амфиболитов. Верхняя подсвета джигдалинской свиты согласно залегает на средней. Ее верхняя возрастная граница определяется тем, что породы подсветы прорваны диоритами раннеархейского токсско-алгоминского комплекса. Мощность более 1000 м.

Джигдалинская свита нерасчлененная (AR_1^2dh) в бассейнах рек Олекма и Нюкжа при АФГК-50 [408] выделялась как эльгаканская свита. Здесь она сложена кристаллическими сланцами и существенно амфиболовыми гнейсами, на разных уровнях и в разной степени насыщенными пачками, горизонтами и линзами кварцитов, высокоглиноземистых гнейсов, количество которых убывает к верхам и низам разреза. В целом наблюдается трехчленное строение разреза.

Нижняя часть представлена мощной пачкой однородных биотитовых гнейсов, на которых залегает тоже мощная пачка гнейсов и плагиогнейсов роговообманковых и биотит-роговообманковых с редкими прослоями биотитовых гнейсов, амфиболитов, гранатовых и диопсидовых амфиболитов, кварцитов, в том числе магнетитовых. Спорадически встречаются редкие пачки и прослои высокоглиноземистых биотитовых гнейсов с гранатом, силлиманитом, кианитом, шпинелью, кордиеритом, феррогиперстеном.

В средней части разреза преобладающие кристаллические сланцы и роговообманковые гнейсы максимально насыщены пачками и прослоями биотитовых гнейсов, кварцитов, высокоглиноземистых биотитовых гнейсов (с гранатом, кианитом, турмалином, редко кордиеритом), жедритовых кристаллических сланцев и кианитовых жедритов, известково-силикатных кристаллических сланцев и карбонатных пород.

Верхняя часть разреза представлена кристаллическими сланцами, а также гнейсами роговообманковыми, биотит-роговообманковыми, реже биотитовыми и гранат-биотитовыми с отдельными прослоями и линзами амфиболитов, магнетитовых кварцитов, куммингтонитовых (с гранатом и магнетитом) кристаллических сланцев и редкими пачками мономинеральных, полевошпатовых, слюдяных кварцитов.

На остальной территории джигдалинская свита объединяет супракрупные образования, слагающие однородные по составу и строению тектонические блоки и ксенолиты в разновозрастных интрузиях. Породы представлены кристаллическими сланцами и гнейсами биотит-роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми, роговообманковыми, биотитовыми, реже встречаются кварциты и амфиболиты. Все разновидности пород иногда содержат гранат. В качестве прослоев встречаются гранат-двуслюдяные гнейсы и кристаллические сланцы, иногда содержащие дистен, генезис которых проблематичен. Вероятнее всего они являются продуктами кислотного выщелачивания.

Мощность нерасчлененных образований джигдалинской свиты изменяется в широких пределах — от первых метров и первых десятков метров до 2000 м, в наиболее представительных выходах — 1500–2000 м.

Породы метаморфизованы в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации. $T = 650\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 5\text{--}6$ кбар. На сопредельной с севера территории, в бассейне р. Олекма (междуречье Тумуллур-Тирэх-Мастах), в составе свиты присутствуют амфиболиты и тремолит-актинолитовые сланцы, объединенные в древнейшую мафит-ультрамафитовую ассоциацию. По петро- и геохимическим особенностям тремолит-актинолитовые сланцы соответствуют коматиитам, а амфиболиты — базальтовым коматиитам и толеитам. Sm-Nd возраст 3507 ± 123 млн лет оценивается авторами определения как возраст мафит-ультрамафитовой ассоциации (по шести образцам коматиитов и одному толеитового метабазальта), которая, вероятно, слагает реликты нижних частей разреза зеленокаменного пояса. Биотитовые и роговообманковые тоналитовые гнейсы по петро- и геохимическим особенностям, форме залегания (крутопадающие жилы, секущие более древние тремолит-актинолитовые сланцы) реконструируются как вулканогенные породы. Для части из них получен Sm-Nd возраст 3235 ± 174 млн лет, для остальных 2835 ± 94 млн лет, т. е. протолиты гнейсов внедрялись в два этапа. Второй этап совпадает по времени с формированием гнейсо-плагиогранитов, мигматизирующих образования серии [206].

Западно-Становая система блоков

Тунгирская серия нерасчлененная (AR_1^2m) [191, 297, 483] фрагментарно развита в бассейне рек Бол. Ольдой и Нюкжа в пределах Витимо-Нюкжинского блока. Она представлена плагиогнейсами, гнейсами и кристаллическими сланцами биотитовыми, роговообманковыми, редко амфибол-пироксеновыми, содержащими линзы кварцитов, кальцифиров и амфиболитов. Нижняя граница свиты тектоническая, верхняя определяется мигматизацией гранитоидами раннеархейского древнестанового комплекса. Мощность около 3000 м. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, в зонах разломов рассланцованы, катаклазированы, милонитизированы, бластомилонитизированы, превращены в зеленосланцевые диафториты

Ирмакитская свита (AR_1^2ir) распространена в южной части листа, в бассейнах рек Бол. Ольдой, Мал. Ольдой, Ирмакит, Гиллой. Она слагает многочисленные скиалиты и крупные (до нескольких десятков км²) ксенолиты в раннедокембрийских гранитоидах в Ольдойском блоке [268].

Свита характеризуется двучленным строением. В нижней части разреза, мощностью более 2500 м, преобладают роговообманковые, биотит-роговообманковые кристаллические сланцы и гнейсы, содержащие прослои биотитовых и роговообманково-биотитовых гнейсов и линзы амфиболитов. Верхняя часть свиты (более 1000 м) сложена биотитовыми, роговообманково-биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами с прослоями роговообманковых кристаллических сланцев, линзами амфиболитов.

Контакты метаморфитов и раннедокембрийских гранитоидов обычно постепенные через зоны послынной мигматизации. Характерны гнейсовидность и полосчатость.

Нижняя возрастная граница не известна, верхняя определяется прорыванием гранитами раннеархейского древнестанового комплекса.

Выходам пород свиты соответствуют локальные минимумы (до -6 мГал) гравитационного поля, дифференцированные знакопеременные поля ΔT (от -200 до $+500$ нТл). Максимальные значения напряженности ($300-500$ нТл) приурочены к выходам кристаллосланцев, минимальные – диафорированных и гранитизированных пород. МЭД гамма-излучения в основном $5-6$ мкР/ч, редко – 8 мкР/ч. Содержания U не превышают $1,5$ г/т, Th – $4-6$ г/т, K – не более $1,5$ %.

Гнейсы и плагиогнейсы роговообманковые и биотит-роговообманковые – мелано- и мезократовые мелко-среднезернистые полосчатые породы нематогранобластовой, лепидонематогранобластовой, реже пойкило- и порфиробластовой структуры и гнейсовидной, сланцеватой текстуры. Гнейсы и плагиогнейсы биотитовые и роговообманково-биотитовые – тонкополосчатые породы с лепидогранобластовой и нематолепидогранобластовой структурой. Амфиболиты, роговообманковые и биотит-роговообманковые кристаллосланцы – темно-серые средне-мелкозернистые породы с гнейсовидной, иногда линейно-параллельной текстурой. Структуры пород гранонематобластовые, лепидонематогранобластовые, с участием пойкилобластовой.

Породы свиты метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Об этом свидетельствуют развитые в метаморфитах равновесные минеральные ассоциации (роговая обманка + биотит + плагиоклаз, роговая обманка + плагиоклаз), характерный состав плагиоклаза (олигоклаз–андезин), присутствие бурого и темно-коричневого биотита и зеленой обыкновенной роговой обманки.

Усть-гилуйская серия (AR₁^{2ug}) [22, 64, 65, 178–180, 380–382, 384, 385] в пределах одноименного блока слагает узкую протяженную синклинорную структуру северо-западного простирания на правом берегу нижнего течения р. Гилуй. Имеет трехчленное строение.

Нижняя часть на средне- и крупномасштабных картах выделялась как арбинская свита. Она сложена кристаллическими сланцами и гнейсами биотитовыми, роговообманково-биотитовыми, редко амфиболитами. Породы иногда содержат гранат. Все разновидности кристаллосланцев и гнейсов в большинстве случаев переслаиваются между собой. В однородных прослоях биотит-роговообманковые и роговообманковые кристаллические сланцы и гнейсы обладают грубой полосчатостью, а биотитовые и роговообманково-биотитовые разновидности имеют тонкополосчатую текстуру. В изменяющихся по составу слоях наблюдается симметричное строение, не характерное для первично-осадочных толщ. Амфиболиты наблюдаются в форме будин и прослоев мощностью от первых десятков сантиметров до первых метров. Мощность более 1000 м.

Средняя часть серии представлена гнейсами биотитовыми, роговообманково-биотитовыми, реже биотит-роговообманковыми, с прослоями роговообманково-биотитовых, биотит-роговообманковых, редко роговообманковых кристаллических сланцев. Гнейсы иногда содержат гранат. Выделялась как мотовинская свита. Мощность до 2300 м.

Верхняя часть разреза серии сложена биотит-роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми, реже роговообманковыми кристаллическими сланцами и содержит прослой биотитовых, роговообманково-биотитовых, реже биотит-роговообманковых плагииogneйсов, линзы амфиболитов, иногда гранатсодержащих. Снизу вверх по разрезу уменьшается количество кристаллосланцев с одновременным возрастанием количества роговой обманки в гнейсах. Все разновидности пород переслаиваются между собой. Текстура их изменяется от грубополосчатой до тонкополосчатой. Границы между разными по составу слоями иногда нечеткие, затушеванные метабластической мигматизацией. Мощность до 2300 м.

На всей площади распространения серия характеризуется выдержанным гнейсово-кристаллосланцевым составом с увеличением (с запада на восток) роли кристаллосланцев в разрезе нижней части и возрастанием роли биотитовых гнейсов в разрезе средней. Общая мощность изменяется от 1500 до 2300 м. С метаморфическими породами алдания границы серии тектонические. Верхняя возрастная граница пород определяется тем, что гнейсы и кристаллические сланцы серии прорваны диоритами раннеархейского токско-алгоминского комплекса.

По петро- и геохимическим особенностям кристаллические сланцы реконструируются как базальты, андезиты и их дифференциаты толеитовой и известково-щелочной серий, сформированные в условиях островных дуг. Гнейсы — как осадочные и осадочно-вулканогенные породы: полимиктовые песчаники, алевролиты, алевропелитовые аргиллиты, полевошпатовые и серицитовые кварциты и аркозы, граувакки с незначительной примесью туффитового материала.

ВЕРХНИЙ АРХЕЙ

Сахаборий

К верхнему архею относятся метаморфические образования, заполняющие троговые структуры вдоль крупнейших разломов на севере территории листа в пределах Становой системы блоков, а на юге слагающие Гонжинский блок и серию мелких единичных выходов в их обрамлении. По составу и строению разрезы сахабория хорошо коррелируются между собой, что позволяет достаточно уверенно определять относительное возрастное положение выделяемых серий, свит и толщ, но из-за несовершенства методов изотопных исследований вопросы о возрасте формирования протолитов и времени их метаморфизма остаются открытыми.

Становая система блоков

Ларбинский блок. Одолгинская серия (AR_2^3od). Амнунаканская, агинканская и анамжакская свиты объединенные. Из-за малой площади выходов отдельные свиты на карте не показаны. Соотношения между свита-

ми неясны из-за пространственной разобщенности. Характерно почти полное отсутствие послонной мигматизации.

Нижняя граница серии тектоническая, верхняя определяется прорыванием пород серии гранитами раннепротерозойского тукуруингрского комплекса.

Амнуаканская свита [128, 196, 229] известна в литературе как чернышевская свита [196], при АФГК-50 включалась в состав чильчинской и эльгаканской свит [408], при ГГС-50 относилась к нижней подсвите талгинской свиты [537]. Распространена в бассейне одноименной реки, на хр. Чернышева и его отрогах. Сложена средне- и мелкозернистыми тонкополосчатыми, реже массивными биотитовыми, роговообманково-биотитовыми и биотит-роговообманковыми плагиогнейсами с прослоями роговообманковых кристаллических сланцев и гнейсов, линзами амфиболитов. Для нее характерна выдержанность по простиранию. Иногда в разрезе свиты появляются гранат-двуслюдяные кристаллические сланцы и гнейсы, происхождение которых, как правило, связывается с процессами кислотного выщелачивания в зонах региональных разломов [560]. Нижняя и верхняя границы свиты тектонические. Мощность 1300 м. Большинство пород свиты метаморфизовано в условиях высокотемпературной ступени ставролит-биотит-кианит-мусковитовой (кианит-биотит-ставролитовой) субфации эпидот-амфиболитовой фации при температуре 580–590 °С, часть пород метаморфизована в условиях низкотемпературной ступени ставролит-биотит-кианит-мусковитовой (кианит-биотит-ставролитовой) субфации эпидот-амфиболитовой фации при $T = 500–570$ °С, $P = 4,7–5$ кбар [123].

Агинканская свита [229, 408] развита в бассейне одноименной реки. При ГГС-50 выделялась как верхняя подсвита талгинской свиты [537]. Она сложена серыми, светло- и темно-серыми мелкозернистыми тонкополосчатыми и массивными плагиогнейсами и гнейсами биотитовыми, гранат-эпидот-, клиноцоизит-, роговообманково-биотитовыми, реже биотит-роговообманковыми и роговообманковыми. В подчиненном количестве присутствуют кристаллические сланцы эпидот-, гранат-эпидот-, гранат-роговообманковые, клиноцоизит- и эпидот-актинолитовые. С кристаллическими сланцами ассоциируют линзы амфиболитов, иногда гранатсодержащих. К средней части разреза приурочены пласты и линзы (5–60 м) магнетитовых и куммингтонит-магнетитовых кварцитов с промышленными концентрациями железа. Для разреза характерно чередование монотонных пачек (50–200 м), сложенных одной-двумя разновидностями пород и пачек пестрого состава (50–150 м) с тонким переслаиванием всех перечисленных разновидностей. Верхняя и нижняя границы свиты тектонические. Мощность 500 м. Кристаллические сланцы основного, среднего составов и существенно роговообманковые гнейсы реконструируются как вулканогенные породы известково-щелочной и толеитовой серий, сформированные в условиях активной континентальной окраины и островных дуг, небольшая часть соответствует грауваккам. Протолитами гнейсов являются полимикты, аркозы, алевропесчаники, алевролиты, аргиллиты. Большая часть пород метаморфизована в условиях ставролит-хлорит-мусковитовой (ставролит-хлоритовой) субфации эпидот-амфиболитовой фации при температуре 500–520 °С и давлении около 4 кбар [123].

Анамжакская свита [196, 229] распространена в бассейне одноименной реки, на хр. Чернышева и его отрогах. При АФГК-50 [408] выделялась как одолгинская свита, при ГГС-50 [537] — как нижняя толща джелтулакской серии. Свита представлена мощной (500–1000 м) монотонной толщей метаконгломератов с псефитовым и псаммитовым цементом, превращенным в биотитовые гнейсы. В верхах и низах разреза присутствуют прослои, линзы и пачки мелкозернистых массивных биотитовых гнейсов мощностью до 50–170 м. Вместе с ними появляются прослои, линзы и пачки (до 450 м) кристаллических сланцев андалузитовых, гранат-, ставролит-гранат-андалузитовых, гранат-мусковитовых, гранат-ставролитовых и ставролит-гранатовых, дистеновых с гранатом и ставролитом. Породы обогащены углесто-графитистым веществом. Границы свиты тектонические. Мощность свиты 1400 м. Большая часть пород метаморфизована в условиях ставролит-хлорит-мусковитовой (ставролит-хлоритовой) субфации эпидот-амфиболитовой фации при температуре 500–520 °С и давлении около 4 кбар. В верховьях руч. Раздольный отмечается изменение параметров метаморфизма до значений: $T = 500–570$ °С, $P = 4,7–5$ кбар, т. е. до условий низкотемпературной ступени ставролит-биотит-кианит-мусковитовой (кианит-биотит-ставролитовой) субфации эпидот-амфиболитовой фации [123].

Верхнеларбинская толща (AR_2^2vl) представляет разрез сахабория в бассейне р. Верх. Ларба. В легенде Становой серии листов ГК-200 нового поколения она выделялась как гнейсовая толща, при АФГК-50 [407, 408] включалась в состав эльгаканской свиты. Толща сложена плагиогнейсами биотитовыми мелкозернистыми массивными и тонкополосчатыми с прослоями и линзами сланцев, реконструируемых как метаэффузивы. Верхняя и нижняя границы не определены. Представительные разрезы изучены в приустьевой части р. Верх. Ларба. Мощность более 1000 м.

Дамбукинский блок. Талгинская свита (AR_2^2tl) первоначально выделена как толща [336]. Распространена в бассейне р. Гилуй [531]. Сложена пачками тонкого переслаивания мелкозернистых плагиогнейсов биотитовых, роговообманково-биотитовых, кристаллических сланцев и гнейсов двуслюдяных дистен-, гранат-, ставролит-, силлиманит-, графит-содержащих в различных комбинациях, кварцитов магнетитовых, мусковитовых, турмалиновых, содержащих линзы мраморов, кальцифиров, амфиболитов, в том числе гранатовых. К низам и верхам разреза приурочены пачки амфиболитов с прослоями кристаллических сланцев и плагиогнейсов биотит-роговообманковых, роговообманково-биотитовых. В нижней части разреза встречаются прослои тремолитовых кристаллических сланцев. Залегает с несогласием на нижнеархейской джигдалинской свите и перекрывается с несогласием и с размывом породами нижнепротерозойской джелтулакской серии. Мощность 2000 м. Породы метаморфизованы при температуре 500 °С и давлении 5–5,5 кбар [118].

Чимчанская свита (AR_2^2cm) [64, 65, 380] завершает разрез сахабория в бассейне р. Гилуй. Свита представлена чередованием трех-четырёх пачек однообразного и пестрого состава, мощностью 200–800 м каждая. Монотонные пачки сложены гнейсами мелкозернистыми тонкополосчатыми, реже среднезернистыми, преимущественно биотитовыми, роговообманково-биотитовыми, редко биотит-роговообманковыми и роговообманковы-

ми с редкими и маломощными прослоями гнейсов высокоглиноземистых, линзами амфиболитов. Пачки пестрого состава представлены частым переслаиванием гнейсов гранат-биотитовых, гранат-дистен-биотитовых, гранат-дистен-ставролит-биотитовых, гранат-двуслюдяных с гранатом, дистеном, кварцитов, амфиболитов, иногда гранатсодержащих, гнейсов гранат-роговообманково-биотитовых. Контакты с подстилающей талгинской свитой в большинстве случаев не определены, вместе с тем есть свидетельства об их согласном залегании, которые требуют дополнительных подтверждений. Мощность свиты 1500–2000 м.

Гонжинский блок

Гонжинская серия [28] объединяет три свиты: игакскую, смольнинскую и бекетскую.

Игакская свита (AR_2ig) сложена биотитовыми гнейсами с редкими маломощными прослоями биотит-роговообманковых гнейсов и кристаллических сланцев. В нижней части разреза наблюдается пачка (40–100 м) графит-биотитовых, иногда гранатсодержащих гнейсов. Состав свиты в целом хорошо выдержан по простиранию и лишь вблизи устья р. Малая Каменушка в верхах разреза в биотитовых гнейсах появляется гранат, а в районе устья руч. Солонечный и р. Бекет — прослой двуслюдяных гнейсов и единичные маломощные линзы карбонатных пород. Не исключено, что появление последних связано с процессами метасоматоза. Согласно перекрывается смольнинской свитой, нижняя граница тектоническая. Мощность свиты более 650 м. Температура метаморфизма плагиогнейсов составляет 600–630 °C [118].

Смольнинская свита (AR_2sm) характеризуется четырехчленным строением. Нижняя часть (250 м) представлена чередованием пачек (1,5–30 м) переслаивающихся роговообманковых, биотит-роговообманковых гнейсов и кристаллических сланцев с пачками (20 и 50 м) пироксен-роговообманковых кристаллических сланцев. В низах разреза присутствуют сантиметровые слои гранат-биотитовых гнейсов. Выше залегает мощная толща (550 м) пестрого состава. Она сложена биотитовыми и двуслюдяными, нередко гранатсодержащими гнейсами с единичными прослоями гранат-биотитовых гнейсов мощностью до 15 м, биотит-роговообманковых и роговообманково-биотитовых гнейсов, мраморов и скарноидов, мощностью от первых сантиметров до 3 м. Толща сменяется неравномерным переслаиванием метакарбонатных пород — мраморов, скарноидов, кальцифиров, диопсидитов (1–2 см) с биотитовыми (первые сантиметры—до 120 м) и гранат-биотитовыми (до 10 м) гнейсами, кварцитами, пироксен-роговообманковыми и роговообманково-пироксеновыми гнейсами (первые сантиметры—1,2 м). Мощность подобного переслаивания 330 м. Завершает разрез толща (450–1000 м) переслаивающихся биотитовых, роговообманково-биотитовых и двуслюдяных гнейсов с единичными прослоями роговообманковых кристаллических сланцев и кварцитов (до 1 м). Она согласно залегает на игакской и перекрывается бекетской свитой. Общая мощность смольнинской свиты 1600–2150 м.

Бекетская свита (AR_2bk) в нижней части сложена чередованием амфиболитов, роговообманковых гнейсов и кристаллических сланцев при резко подчиненном значении биотит-роговообманковых и роговообманково-биотитовых гнейсов. Верхи разреза представлены биотит-роговообманковыми и роговообманково-биотитовыми гнейсами с прослоями мелкозернистых биотитовых, двуслюдяных, гранат-биотитовых гнейсов. Она согласно залегает на смольнинской свите, верхняя граница не определена. Мощность 1900 м.

Нижняя граница серии тектоническая, верхняя определяется мигматизацией пород серии позднеархейскими гранитами гонжинского комплекса.

ПРОТЕРОЗОЙ

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Нижний карелий

Нижнепротерозойские стратифицируемые образования сохранились фрагментарно в опущенных блоках (фрагментах прогибов, грабенов) вдоль крупных разломов, вследствие чего корреляция их разрезов затруднена и слабо обоснована фактическим материалом. Как правило, они локализованы в грабенообразных структурах и сохранились в тех же шовных зонах, к которым приурочены выходы верхнеархейских стратифицируемых пород.

Джелтулакская серия ($PR_1^1dž$) в пределах Сибирской платформы выполняет систему грабенообразных структур в одноименной шовной зоне. В ДВСЛ эта система названа Желтулакским блоком Становой СБ. Серия наиболее распространена в бассейне одноименной реки. Нижняя часть разреза (600 м) представлена слюдяными сланцами (со ставролитом, андалузитом, гранатом, графитом), выше сменяющимися пестрой пачкой (500 м), сложенной метаалевролитами, метааргиллитами, сланцами слюдяными, гранат-слюдяными, часто графитсодержащими, графитовыми со слоями метапесчаников, линзами гравелитов, метаэффузивов, метаалевролитами, метапесчаниками, метаконгломератами, метаэффузивами среднего и кислого составов. Верхняя часть разреза (1000 м) характеризуется преобладанием метапесчаников и метаалевролитов. В подчиненном количестве присутствуют сланцы слюдяные, появляются песчано-карбонатные сланцы и мраморы. Снизу вверх в разрезе увеличивается доля грубообломочного материала. Общая мощность серии 2100 м.

Генезис карбонатных пород дискусионен. Есть мнения об их метасоматической природе [323 и др.]. Изотопный возраст серии, определенный К-Аг методом по мусковиту – 2200, 1810 млн лет [268]. Нижнепротерозойские образования метаморфизованы от зеленосланцевой фации до верхней субфации ставролитовой фации. Температура метаморфизма достигала 530–580 °С, давление 3,5–4 кбар [118–120].

Малогилюйская толща ($PR_1^1 ml$) в Чимчанском блоке Становой СБ развита в верховьях р. Мал. Гилюй. Характеризуется однообразным строением. Представлена слабо метаморфизованными (в зеленосланцевой фации) песчаниками. Аналогов в Алдано-Становом регионе не имеет. Не исключено, что толща относится к более молодому комплексу. Мощность 600–800 м.

Чаловская серия ($PR_1^1 \text{чл}$) [28] в пределах Гонжинского блока распространена на правом берегу р. Арби и в бассейнах рек Чалая, Магдагачи, Дактуй. Небольшие выходы пород серии известны к югу и востоку от стратотипической местности. Нижняя часть серии представлена преимущественно филлитами, метаморфизованными алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, содержащими прослой кварц-плагиоклаз-биотитовых, иногда с гранатом и мусковитом, кварц-плагиоклаз-хлорит-серицитовых, кварц-плагиоклаз-хлорит-биотитовых сланцев. В единичных прослоях отмечались кварц-плагиоклаз-микроклин-гранат-ставролит-биотитовые сланцы с турмалином и дистеном. Средняя и верхняя части разреза представлены тонким или грубым переслаиванием кварц-плагиоклаз-хлоритовых, кварц-плагиоклаз-хлорит-серицитовых, кварц-плагиоклаз-биотитовых, кварц-плагиоклаз-актинолитовых, кварц-плагиоклаз-микроклин-актинолит-эпидотовых, кварц-плагиоклаз-хлорит-актинолитовых, кварц-плагиоклаз-эпидотовых сланцев. В подчиненном количестве присутствуют прослой филлитов, метаморфизованных песчаников и алевролитов, содержащих амфибол, хлорит, эпидот, иногда гранат, метаморфизованных известковистых алевролитов, кварц-мусковит-графитовых сланцев, метадиабазов, метаморфизованных седиментационных брекчий. Мощность серии более 2000 м.

Нижняя граница серии тектоническая, верхняя определяется прорыванием пород серии раннепротерозойскими гранитами чаловского комплекса.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

На территории листа среди верхнепротерозойских образований выделены стратиграфические подразделения рифея и венда.

РИФЕЙ

Рифейские отложения обнажены в отдельных тектонических блоках среди юрских, вендских и палеозойских отложений. С целью увязки с соседним листом N-50 на территории листа N-51 в рифее выделяются средне-верхнерифейская солонцовская толща в Пришилкинской зоне, средне-верхнерифейская бондихинская и верхнерифейская глубокинская свиты в Аргунской зоне.

Средний—верхний рифей

Солонцовская толща (R_{2-3sl}) представлена вулканогенно-терригенно-карбонатными отложениями, развитыми на южных отрогах Амазарского хребта, в бассейне р. Ушман. Породы находятся в ксенолитах раннепалеозойских гранитоидов и в тектонических линзах.

По характеру разреза и соотношению с метаморфогенными и интрузивными образованиями данный комплекс пород соответствует стратотипу толщи в среднем течении р. Берея на соседнем листе N-50 [239, 575].

Толща сложена метаморфизованными андезибазальтами, трахиандезибазальтами, риолитами, трахириолитами, андезитами, риодацитами с редкими прослоями туфов того же состава, туфопесчаников, алевролитов, мраморизованных известняков, песчаников [47, 651]. Вулканиты сопровождаются экструзивными и субвулканическими образованиями, которые в масштабе карты не выражаются. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации. В контактах с гранитоидами метаморфизованы в амфибол-роговиковой фации.

Низы толщи [651] представлены метатрахиандезибазальтами (15–20 м), мраморизованными и скарнированными известняками (125 м), метапесчаниками и метаалевролитами (25 м). Метатрахиандезибазальты имеют реликтовую с элементами интерсергальной микроструктуру. Их первичные минералы замещены альбитом, эпидотом, хлоритом, актинолитом, кальцитом. Реликтовый олигоклаз—андезин часто замещен альбитом и карбонат-эпидотовым агрегатом. Верхи толщи сложены риолитами и трахириолитами с редкими прослоями туфов аналогичного состава. Общая мощность толщи до 2000 м. Вулканогенно-осадочные породы толщи с размывом налегают на метаморфические породы докембрия и прорваны магматическими породами ордовика.

Вулканиты относятся к базальт-андезит-риолитовой формации. По химическому составу все разновидности вулканогенных пород высокоглиноземистые, относятся к калиево-натриевой серии.

Из осадочных пород на листе N-50 определены микрофоссилии верхнего протерозоя—кембрия [47].

Бондихинская свита (R_{2-3bn}) — аналог солонцовской толщи в Аргунской зоне. Свита распространена в бассейне нижнего течения р. Шилка. Сложена метаморфизованными дацитами, риолитами, их туфами, мраморами. Породы претерпели интенсивные динамометаморфические преобразования с образованием по вулканитам бластокатаклазитов и различных сланцев: эпидот-актинолитовых, слюдястых с карбонатом и хлоритом, кварц-альбитовых. Мощность свиты около 1500 м [300].

Преобладают сланцы с грано- и немаглобластовой структурой, в единичных участках отмечаются [657] реликты порфировой структуры с микрофельзитовой основной массой. Важно отметить, что приведенные описания реликтовых структур подобны протомилонитам и очковым милонитам по гранитам [231]. Возраст свиты принят на основании ее соотношений с выше- и нижележащими образованиями: она с размывом залегает на метаморфических породах докембрия и согласно перекрыта верхнерифейской глубокинской свитой.

Верхний рифей

Глубокинская свита (R_{3gl}) развита в Шилка-Аргунской подзоне Аргунской зоны в бассейне нижнего течения р. Шилка. Согласно залегает на бондихинской свите [300].

В разрезе свиты преобладают зеленые сланцы – хлорит-эпидот-альбит-кварцевые и хлорит-эпидотовые, часто встречаются лиловые и пестроцветные сланцы, окраска которых обусловлена повышенным (до 5–8 %) содержанием гематита, а также темно-серые биотит-серицит-кварцевые сланцы, светло-серые серицит-кварцевые и черные углисто-графитовые сланцы. Подчиненное развитие имеют филлиты, слюдистые микрокварциты, известняки и доломиты [300].

В сланцах установлены [495] реликты состава и структуры лейкократовых андезитов: раздробленные вкрапленники олигоклаза–андезина, участками сохранившие кристаллическую огранку и реликты основной массы с гиалоофитовой и трахитовой структурами. Филлиты сложены серицитом, кварцем, землистым минералом, присутствуют реликты алевролитовой структуры. Микрокварциты массивные и полосчатые, сложены кварцем (с нормальным угасанием), серицитом, иддингситом, землистыми агрегатами эпидота, графита, гидроокислов железа, присутствуют единичные зерна турмалина; отмечаются реликты алевро-псаммитовой структуры. Породы нередко раздроблены и рассечены многочисленными согласными и секущими жилками белого тонкозернистого кварца. Часть кварцитов и графит-кварцевых сланцев являются вторичными гидротермально-метасоматическими образованиями. Карбонатные породы по данным химического анализа относятся к доломитовому ряду (глинистые и известковые доломиты).

Мощность свиты около 2000 м.

Верхняя возрастная граница определена прорыванием сланцев свиты гранитоидами рифейского бухточинского комплекса, которые слагают тела, не выражающиеся в масштабе карты.

ВЕНД

К венду отнесена терригенная белетуйская свита – в Аргуно-Газимурской подзоне и алгаканская свита – в Шилка-Аргунской подзоне Аргунской зоны.

Белетуйская свита (Vbt) залегает в основании аргунской серии. Ранее образования свиты рассматривались в составе серебрянской свиты протерозоя [277], уровской свиты протерозоя–кембрия (Виниченко, 1970 г.) [660]. Свита распространена в бассейнах рек Уров и Урюмкан, сложена переслаивающимися мелкообломочными терригенными отложениями: метаалевролитами, метапесчаниками, содержащими горизонты карбонатных пород. Отложения белетуйской свиты, совместно с кембрийскими быстринской свитой и ерничной толщей находятся в кровле крупного Орочинского плутона, в связи с чем претерпели зональный контактовый метаморфизм, а также динамометаморфизм с образованием разнообразных слан-

цев, метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой, зеленосланцевой и контактово-роговиковой фациях. Породы свиты имеют разнообразный состав, обусловленный различной степенью метаморфических преобразований.

Вблизи южной рамки листа на правобережье р. Уров и в бассейне р. Поперечная образования свиты рассматривались в составе уровской свиты [660]. Низы ее частично уничтожены интрузией гранитов. По мере удаления от контакта кварц-андалузит-биотитовые полосчатые сланцы сменяются метапесчаниками и метаалевролитами кварцевыми и олигомиктовыми с единичными порфиробластами андалузита, участками биотитизированными, переслаивающимися со сланцами графит-кварцевыми, графитисто-известковой породой, известняками мраморизованными, сланцами углисто-глинистыми.

Общая мощность разреза около 1000 м.

В бассейне р. Таловка терригенные породы свиты преобразованы в рассланцованные биотитизированные метапесчаники, кварц-хлорит-серицитовые очковые сланцы, очковые биотит-мусковит-кварцевые сланцы с переменным содержанием полевого шпата. В разрезе присутствуют актинолит-биотит-кварцевые, пироксен-эпидот-кварцевые сланцы, в верхних частях – единичные прослои мраморизованных доломитовых известняков [660]. Метаморфизм и динамометаморфизм усиливаются с приближением к ордовикским гранитоидам. В непосредственном контакте отмечаются жильные инъекции гранитов в сланцах.

Образования белетуйской свиты по своим формационным особенностям отвечают условиям формирования прибрежного мелководья (пассивной окраины).

Вендский возраст определяется комплексом данных. В нижнем течении р. Уров на породах свиты (уровская свита [277]) согласно залегают породы быстринской свиты нижнего кембрия, известняки которой содержат археоциаты. Рифогенные пачки карбонатных пород белетуйской свиты, распространенной на листе N-50, содержат строматолиты: *Boxonia* sp., *Columnacollenia* sp., *Columnaefacta* sp., *Newlandia* sp., *Stratifera* sp.; онколиты [417]. По заключениям И. К. Королюк, З. А. Журавлевой и И. Н. Крылова, они принадлежат к вендскому комплексу. В породах белетуйской свиты Г. Н. Пономаренко выделен спектр растительных микрофоссилий, часть которых имеет кембрийский облик [243].

Алгаканская свита (*Val*) распространена в бассейне р. Шилка, в приустьевых участках р. Алгакан, р. Ляпина. В нижней части (мощность до 800 м) она сложена метаморфизованными конгломератами, песчаниками, алевролитами, углисто-кремнистыми сланцами, биотитовыми сланцами, в т. ч. гранат-, ставролит-, мусковит-, графитсодержащими. В верхней части разреза преобладают сланцы с прослоями и линзами мраморизованных известняков и доломитов. Мощность свиты 1500 м.

Породы рассланцованы и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, в зонах разломов их тектонические линзы-блоки испытали напряженную складчатость.

Алгаканская свита согласно налагает на породы вендской белетуйской свиты и на смежной с запада территории листа N-50 согласно перекрывается карбонатными породами быстринской свиты раннего кембрия.

ПАЛЕЗОЙ

НИЖНИЙ ПАЛЕЗОЙ

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

К нижнему кембрию отнесена карбонатная быстринская свита, к нижнему—среднему кембрию — терригенная ерниченская толща в Аргуно-Газимурской подзоне Аргунской зоны.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Быстринская свита (C_1bs) наиболее полно представлена в бассейне р. Газимур, где ее отложения обнажаются в ядре антиклинали. Они также выполняют тектонически ослабленную зону северо-восточного простирания, прослеживающуюся по бортам долины в нижнем течении р. Уров, и небольшие разрозненные тектонические блоки в юго-западной части листа.

В бассейне р. Газимур свита представлена белыми и серыми доломитами, реже известняками. Отмечены единичные невыдержанные по простиранию пласты кварц-серицит-мусковитовых сланцев [274]. В нижнем течении р. Уров наиболее распространены светлоокрашенные массивные и грубослоистые известняки, доломитовые известняки, известковые мергели. Присутствуют единичные прослои глинистых, кварц-хлорит-серицитовых и углистых сланцев с графитом. Мощность свиты 1800 м [277, 424, 660].

Химический состав карбонатных пород изменяется от чистых известняков до типичных доломитов. В доломитах бассейна р. Газимур содержание CaO — 29–32 %, MgO — 20–23 % [274]. В карбонатных породах низовьев р. Уров содержание P_2O_5 — 0,096–0,19 %, участками до 0,44–0,88 %. В доломитах вдвое превышают фон содержания Zn и Cr .

Быстринская свита относится к типично морской известняково-доломитовой формации. Литологический состав, структурно-текстурные признаки биота указывают на образование осадков свиты в условиях шельфа, в диапазоне глубин 10–100 м. Этот вывод подтверждает наличие в свите на соседнем листе N-50 (падь Камешек в бассейне р. Дорожная Кактолга) размытых строматолитовых построек с детритом в межстолбиковых пространствах, обросших слоевищами строматолитообразующих водорослей [483].

В отложениях свиты на водоразделе падей Джергун и Каменка найдены остатки водорослей из рода *Osagia* [660]. В бассейне р. Кутя Г. И. Князевым в карбонатных породах собраны органические остатки, предварительно определенные Ю. К. Дзевановским как хиолиты [483].

В карбонатных отложениях свиты вблизи западной рамки листа (в приустьевых частях рек Черная, Унекача и Душемыл [416, 417]), а также на правобережье р. Дорожная Кактолга [300] обнаружены пластовые, столбчатые и желваковые строматолиты. В 2 км от устья р. Ларги собраны онколиты, принадлежащие, по заключению З. А. Журавлевой, к виду *Osagia mongolica* Korol.

Раннекембрийский возраст быстринской свиты определяется ее налеганием на белетуйскую свиту и перекрыванием ерниченской толщей. В аналогичных образованиях у с. Георгиевка (лист М-50-VI) установлен комплекс органических остатков археоциат, трилобитов и других форм, характерных для атдабанского и ботомского ярусов нижнего кембрия.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Ерниченская толща (ϵ_{1-2} er). Терригенные отложения толщи согласно перекрывают карбонатные породы быстринской свиты в бассейне р. Газимур, где они слагают крылья брахиантиклинальной складки. Отложения толщи также находятся в ксенолитах гранитной интрузии ундинского комплекса и в тектонических блоках в бассейне нижнего течения р. Уров.

Толща представлена однообразно переслаивающимися, зонально метаморфизованными алевролитами, алевропесчаниками, песчаниками, карбонатными породами, сланцами.

В правом борту р. Кути на светло-серых крупнокристаллических доломитах быстринской свиты согласно залегают известковистые метаалевролиты, кварцитовидные метапесчаники, кварц-мусковит-серицитовые сланцы, филлиты, кварциты, кварц-биотитовые, биотитовые и графитовые сланцы [274].

По левобережью р. Уров [424] толща залегает на песчано-глинистых известняках быстринской свиты. В основании разреза развиты песчаники мелкозернистые с прослойками алевропелитов, алевролиты с прослойками известняков; в средней части разреза более характерны прослои карбонатных пород. Завершается разрез песчаниками и алевролитами.

Общая мощность толщи до 850 м.

В зонах экзоконтактов пермских интрузий и у границ тектонических блоков породы толщи контактово или динамометаморфизованы – превращены в сланцы с серицитом, мусковитом, биотитом, силлиманитом, гранатом, редко с кордиеритом и дистеном. В карбонатсодержащих породах отмечены новообразования актинолита, тремолита, эпидот-цоизитовые минералы, редко гранат и апатит. Наблюдаются постепенные переходы по простиранию алевролитов в полосчатые кварц-серицитовые и кварц-биотит-силлиманитовые сланцы [424]. Контактный метаморфизм проявлен также формированием андалузитовых роговиков.

Возрастное положение толщи определяется на листе N-50 согласным залеганием на фаунистически охарактеризованных отложениях нижнего кембрия.

СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Отложения среднего палеозоя развиты в пределах Ольдойско-Сагайской, Усть-Уровской и Янкано-Джагдинской структурно-формационных зон. В первой установлен непрерывный разрез, представленный омутнин-

ской, большеверской, имачинской, ольдойской, тепловской и типаринской свитами, составляющими единую серию, формировавшуюся от силура до раннего карбона. В структурном отношении они слагают Ольдойский синклиорий. В Усть-Уровской зоне в составе девона выделены ильдиканская и яковлевская свиты, являющиеся частью ямкунской серии и выполняющие одноименный брахисинклиорий. Большая часть свит среднего палеозоя охарактеризована палеонтологически, «немые» свиты получили возрастную привязку путем установления уверенных соотношений с фаунистически охарактеризованными стратонами. Породы местами регионально метаморфизованы в фации зеленых сланцев, в приконтактовых и дислокационных зонах широко развито ороговикование, бластез, окварцевание и аргиллизация. В Янкано-Джагдинской зоне они представлены сложнодислоцированными кремнисто-вулканогенно-терригенными отложениями значительной мощности (>5200 м), метаморфизованными в глаукофановой и зеленосланцевой, до филлитовой фациях. Эти образования слагают преимущественно серии протяженных линзовидных чешуй и блоков, ориентированных чаще всего субширотно, согласно простиранию зоны. Они нуждаются в дальнейшем изучении и палеонтологическом обосновании возраста.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Омутнинская свита (S_{1-2om}) протягивается узкой полосой от правого- и левого берега р. Утени до правобережья р. Уркан. Выделена в 1934 г. В. З. Скороходом в долине р. Омутная под названием «кварцитовая свита», первоначально датируемая ордовиком—силуром [152]. По берегам рек Утени, Кудичи, Кадара и др. с базальным горизонтом залегает на верхнепротерозойских образованиях.

В нижней части свиты широко развиты песчаники полевошпат-кварцевые, кварц-полевошпатовые, аркозовые, реже полимиктовые и кварциты. Базальный горизонт (50–160 м) представлен конгломерато-брекчиями, дресвяниками, дресвянистыми и известковистыми песчаниками [389]. Состав обломков базального горизонта зависит от состава подстилающих пород. Для низов свиты в целом характерны фациальные замещения и незначительные местные перерывы в осадконакоплении. В верхах разреза большую роль приобретают алевролиты, песчаники полимиктовые и известковистые, наблюдаются прослои (самые верхние горизонты) гравелитов. Мощность свиты 800–2500 м.

На крупно- и среднемасштабных картах [524, 543 и др.] обычно разделяется по литолого-петрографическим особенностям на две подсвиты, переход между которыми постепенный. Нижняя часть разреза сложена гравелитами, песчаниками кварцевыми и полевошпат-кварцевыми мелко-, средне- и крупнозернистыми, преимущественно пестроцветными и кварцитами. Присутствует базальный слой конгломератов. Верхняя часть представлена песчаниками кварцевыми и полевошпат-кварцевыми мелкозернистыми, иногда известковистыми и кварцитами с прослоями гравелитов, конгломератов, глинистых сланцев и алевролитов.

В междуречье Кадара—Могочи к омутнинской свите условно отнесены кварцитовидные песчаники, находящиеся в тектонической пластине. Ранее эти отложения рассматривались М. И. Стецюком [513] как могочинская толща условно каменноугольного возраста на основании своеобразия строения и несогласного залегания на подстилающих образованиях.

Геохимические особенности пород стратона определяются повышенными относительно кларковых содержаниями W, Mo, Sn, Cu, V, Be, Ba, Nb [389].

Фаунистические остатки, найденные в кварцитовидных песчаниках, кварцитах, реже известковистых песчаниках и алевролитах, распространены в свите неравномерно. Значительные по мощности интервалы разреза не содержат окаменелостей. Наиболее разнообразны в систематическом отношении брахиоподы. В пределах омутнинской свиты, по мнению Н. П. Кулькова [10], можно выделить три разновозрастные ассоциации брахиопод, соответствующие лландоверийскому, венлокско-лудловскому и пржидольскому времени. Первый комплекс включает брахиоподы *Leptaena depressa* (Sow.), *Pholidostrophia salopiensis* Cocks, *Pentamerus* sp., *Tuvaella račkovskii* Tchern., *Cryptothyrella minor* Kulk. и криноидеи (определения А.В.Куриленко) *Dentiferoocrinus tenuis* (Yelt.) и *Exaesiodiscus kovichticus* Kuril. В венлокско-лудловском комплексе определены брахиоподы *Dolerorthis* cf. *rustica* (Sow.), *Eoplectodonta duvali* (Dav.), *Leptaena depressa* (Sow.), *Plicostropheodonta?* cf. *asiatica* Kulk., *Leptostrophia filosa* (Sow.), *Stegerhynchus angačiensis* Tchern., *Tuvaella gigantea* Tchern., *Pinguispirifer* cf. *kadensis* E. Ivan. Разграничить венлокскую и лудловскую части пока не представляется возможным. Граница, проводившаяся по смене *Tuvaella račkovskii* Tschern. на *T. gigantea* Tschern. (по аналогии с Тувой), в настоящее время признается не всеми исследователями, поскольку выяснилось, что створка, ранее определенная Е. А. Модзалевской как *T. račkovskii*, в действительности принадлежит к молодой возрастной стадии *T. gigantea*. Наиболее молодыми силурийскими, возможно уже девонскими, являются породы, содержащие скопление крупных рипидомеллид — *Platyorthis?* *mugurensis* Vlad., реже встречаются представители вида *Plethorhyncha insignis* Kulk. Характерно то, что приуроченные только к силурийским отложениям представители *Tuvaella* здесь отсутствуют, что, вероятно, свидетельствует об их вымирании [10].

Возраст омутнинской свиты принят в настоящее время в интервале лландовери—пржидол [229].

Обилие общих и близких к тувинским видов брахиопод подтверждает прямые связи силурийских морей Верхнего Приамурья и Тувы, а также принадлежность их к акватории Тувино-Монгольской или Центрально-Азиатской биогеографической провинции.

Бальдижакская толща (S : Dbl) наблюдается в междуречье Бол. Омутная—Уркан, где в низах разреза представлена алевролито-известково-песчаная, в верхах — туфо-долерито-базальтовыми образованиями. Породы находятся как в тонком, так и грубом переслаивании. Роль известковистых пород в разрезе толщи уменьшается с запада на восток зоны [549]. Мощность отложений более 1000 м. Нижняя граница бальдижакской толщи не установлена. В. Е. Проскурников [549] при ГС-50 выделял отложения, соответствующие бальдижакской толщи, в янканскую толщу. При пос-

ледующих исследованиях [543] нижняя часть разреза янканской толщи была выделена как бальдижакская, а верхняя — как шахтаунская толщи. Шахтаунские отложения мощностью 450 м наиболее широко развиты в междуречье Бол. и Мал. Ольдой. В их составе резко преобладают метабазалты и метадолериты. Меденосные метабазалты приурочены к верхам разреза, метаалевролиты — к низам, где слагают единичные слои мощностью до первых метров. Метавулканисты шахтаунской толщи относятся к породам нормального ряда и принадлежат в основном к натриевой серии. Каких-либо ископаемых остатков в них не обнаружено.

Возраст бальдижакской толщи определяется по находкам в бассейне р. Мал. Янкан криноидей *Eunax* aff. *etnax* Moore et Jefford в массивных светло-серых известняках и *Schyschatorinus*(?) sp. в известковистых конгломератах, которые свидетельствуют о среднепалеозойском, возможно, позднесилурийском возрасте отложений [25]. Помимо этого, в верхнем течении р. Бол. Бальдижак в песчаниках обнаружен слепок коралла семейства *Pachyporidae* рода *Pachypora*, *Thamnopora* или *Trachypora*, что говорит о силурийском или девонском, скорее девонском, возрасте отложений [543].

Янканская серия (S : *Djan*) выделена в Янканской подзоне Янканно-Джагдинской СФЗ. Объединяет согласно залегающие дрелинскую толщу, джалиндинскую, крестовскую и преображенскую свиты. Мощность серии более 4000 м.

Дрелинская толща развита ограниченно в бассейне рек Шахтаун, Сеннушка, Крестовка, Бол. Бальдижак и на левобережье Бол. Ольдой. Она выделена при проведении ГГС-50 [543]. В составе толщи в западной части района преобладают серицитовые и кварц-серицитовые сланцы, нередко известковистые. В восточной части она представлена филлитизированными алевролитами, изредка известковистыми. Мраморы и мраморизованные известняки образуют линзы, а зеленые сланцы, кварциты и известковистые метапесчаники — редкие прослои. Мощность отложений 870 м. Дрелинская толща согласно перекрывается джалиндинской свитой [543].

Джалиндинская свита развита в бассейне рек Крестовка, Янкан, Джалинда, Уркан, Бол. Ольдой. Впервые она выделена Н. Г. Судовиковым в 1965 г. Опорными для свиты являются разрезы по р. Джалинда. В ее составе преобладают зеленые сланцы и зеленокаменно измененные породы. Кремнистые породы наблюдаются преимущественно в низах разреза, мраморы и мраморизованные известняки приурочены к верхним частям. Мощность свиты 1980 м. Железные руды (магнетитовые и магнетит-гематитовые), приуроченные к полям развития зеленых сланцев и кремнистых пород, образуют пласты от первых сантиметров до 1 м. Зеленосланцевые слои несут лишь убогую вкрапленную магнетитовую минерализацию. Кремнистые породы характеризуются повышенной марганцовистостью.

Джалиндинская свита согласно перекрывается сланцами крестовской.

Крестовская свита выходит в бассейне рек Крестовка, Янкан, Уркан, на левобережье р. Бол. Ольдой. Впервые она была выделена В. Е. Проскурниковым в 1959 г. Опорные разрезы расположены в бассейне рек Крестовка, Джалинда, Бол. Уркан, Лагунай. Свита представлена метапесчаниками и филлитизированными алевролитами в тонком переслаивании с серицитовыми, зелеными, кремнистыми сланцами, кварцитами и мраморизован-

ными известняками. В восточной части района преобладают филлитизированные алевролиты, а в западной и центральной — метапесчаники. Мощность свиты 1450—2500 м. Соотношение крестовской свиты с подстилающей ее джалиндинской условно принято согласным [363, 496, 543].

Преображеновская свита в бассейне рек Крестовка, Янкан, Уркан представлена преимущественно метапесчаниками и филлитизированными алевролитами. Впервые была выделена В. Е. Проскурниковым в 1959 г. Стратотипом для нее являются разрезы вблизи пос. Преображеновка и по рекам Бол. Янкан, Крестовка, Джалинда, Лагунай. Преображеновская свита при крупномасштабном картировании [496, 543] по составу была разделена на две подсвиты. Нижняя подсвита в центральной и восточной частях Янканского района является существенно метапесчаниковой, в западной — металевролитовой. Верхняя — сложена метапесчаниками с прослоями металевролитов и единичными линзами кварцитов, зеленых сланцев, кремнистых пород. Метаалевролиты иногда содержат серный колчедан [496]. Общая мощность отложений более 900 м. Преображеновская свита на нижележащих отложениях залегает согласно.

Возраст отложений янканской серии точно не установлен. Имеется сходство состава и строения разрезов шахтаунской толщи и джалиндинской свиты: они насыщены вулканитами, имеющими сходные петро- и геохимические характеристики.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Отложения девона развиты в Ольдойско-Сагаянской и Усть-Уровской СФЗ, где представлены отложениями мелководных морских фаций. Границы СФЗ пространственно совпадают с границами одноименных прогибов. Терригенные, карбонатно-терригенные и карбонатные морские отложения залегают на силурийских образованиях и смещены по отношению к ним в сторону осевых частей прогибов. Девонские отложения представлены всеми тремя отделами. В Ольдойско-Сагаянской СФЗ подразделены на согласно залегающие большеневерскую, имачинскую, ольдойскую и тепловскую свиты, в разной степени охарактеризованные фауной. В Усть-Уровской СФЗ распространены на левобережье р. Аргунь и Урюмканском хребте. Они протягиваются полосой северо-западного направления между устьями рек Уров и Лубия. Разрез представлен ниже-среднедевонской ильдиканской и средне-верхнедевонской яковлевской свитами, залегающими с размывом на породах быстринской свиты нижнего—среднего кембрия.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Лохковский—эмский ярусы

Большеневерская свита (D_{1bn}) выделена И. В. Лучицким и В. И. Крестовниковым в 1950 г. в районе Ильтивусского хребта, в бассейне рек Крестовка, Имачи, Бол. Невер. Большеневерская свита залегает соглас-

но на омутнинской. Для нее характерен очень пестрый литологический состав и уменьшение известковистости с запада на восток. Туфогенные породы развиты незначительно. В приустьевой части р. Аргунь, у истоков р. Амур по р. Япон, в среднем течении р. Амазар по рекам Багаджа, Утени и Ковыхта низы стратона сложены алевролитами, песчаниками, иногда слабоизвестковистыми с прослоями известняков. Выше они сменяются переслаиванием алевролитов и песчаников от алевритистых до мелкозернистых полимиктовых с редкими маломощными пластами известняков, кварцевых песчаников, кварцитов [389]. Ее мощность в этом районе 800–1400 м.

В бассейне рек Уруша и Омутная в свите выделяется пять пачек [524]. Нижняя сложена алевролитами, иногда известковистыми (300–400 м); вторая – мелкозернистыми песчаниками, часто известковистыми, известняками и песчанистыми известняками с прослоями алевролитов (200–300 м); третья – средне-мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками, иногда известковистыми и песчанистыми известняками (225–400 м); четвертая – алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, глинистыми известняками и глинистыми сланцами известковистыми (75 м); верхняя – кварцитами и песчаниками кварцевыми, полимиктовыми мелко-, средне- и крупнозернистыми, иногда известковистыми, гравелитами с прослоями алевролитов (150–200 м).

В бассейне рек Мал. Ольдой и Ольдой разрез большеверской свиты представлен тремя пачками [543], нижняя из которых сложена алевритовыми туффитами, туфоалевролитами и мелкозернистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками, иногда известковистыми (345 м), средняя – известняками песчанистыми и известковистыми песчаниками с прослоями алевролитов и линзами органогенных известняков и кварцевых песчаников (550 м), верхняя – туфоалевролитами, известняками, в том числе песчанистыми, и песчаниками кварцевыми (435 м). В туфогенных разностях пород присутствует пепловый материал основного состава. В междуречье Керак–Бол. Талдан свита представлена переслаиванием алевролитов и мелкозернистых песчаников. В нижней части разреза преобладают алевролиты, в верхней – песчаники. Характерная особенность данного разреза – отсутствие известковистых пород.

В бассейне р. Уркан в разрезе свиты выделяются три пачки [363]: нижняя, сложенная алевролитами, песчаниками полевошпат-кварцевыми и известняками (165–900 м); в средней алевролиты переслаиваются с аргиллитами, песчаниками полевошпат-кварцевыми и мелкозернистыми кварцитовидными (390–600 м); в верхней пачке наблюдаются мелкозернистые аркозовые и полевошпат-кварцевые песчаники, реже алевролиты, а также линзы известняков (390–600 м). Общая мощность свиты 400–2100 м.

Для большеверской свиты характерно более интенсивное расслаивание пород, чем для вышележащих толщ девона. В ее отложениях отмечаются ороговикование и, реже, скарнирование, с которыми связаны зоны железорудной и медно-сульфидной минерализации. Пестроцветные известняки отличаются высокой декоративностью и могут быть использованы как поделочные камни. На большей территории в отложениях свиты содержание элементов околочларковое. Тесные корреляционные связи (0,6–0,9 ед.) установлены для элементов Co–Ni, Mn–Ti, Y–Yb [389].

Разрезы содержат многочисленные и разнообразные фаунистические остатки — свита входит в состав большеневерского регионального горизонта.

Для нижней части разреза характерны *Jsorthis inostranzewi* (Peetz), *Discomyorthis oblata* (Hall), *Leptagonia* cf. *leledevae* (N. Tchern.), *Tactaria tastaformis* (Kapl.), *Gladiostrophia* cf. *pseudofascicula* (Ruk.), *Nucleospira* cf. *musculosa* Hamada, *Dalmanites* cf. *urkanensis* Z. Max., *Asperocrinus dentalus echinatus* (Yelt. et J. Dubat.), *Jcriodus* ex gr. *huddlei* Kl. et Ziegl; для средней — *Discomyorthis kinsuiensis* (Hamada), *Platyorthis* cf. *magna* Aleks., *Schizophoria* (S.) cf. *kobayashii* (Hamada), *Leptostrophella* (?) cf. *kharkraica* (N. Tchern), *Wilsoniella* ex gr. *grandis* Hamada, *Paradecacrinus* ex gr. *orientalis* (Yelt. et J. Dubat.), *Jcriodus* ex gr. *hyadlei* Kl. et Ziegl; для верхней — *Reefstonia* cf. *borealis* Hamada, *Discomyorthis kinsuiensis* Hamada, *Leptostrophia* (*Rhytistrophia*) cf. *beckii* (Hall), *Gladiostrophia* cf. *kondoi* (Hamada), *Maoristrophia kailensis* Schischk., *Douvillina* ex gr. *orientalis* (Jan. et Modz.), *Wilsoniella* ex gr. *grandis* Hamada.

До настоящего времени считалось, что нижняя граница девона в пределах Верхнего Приамурья, как и всей Монголо-Охотской складчатой области, палеонтологически не обоснована. В региональной стратиграфической схеме Приамурья границе силура и девона отвечает граница омутнинской и большеневерской свит. При этом, по мнению Е. А. Модзалевской, между ними наблюдается постепенный переход, по данным Г. Р. Шишкиной — перерыв в осадконакоплении, объясняющийся отсутствием в районе фауны низов лохковского яруса [229]. В результате работ геологов Биостратиграфической партии ФГУГП «Читагеолсъемка» граница силура и девона получила палеонтологическое обоснование (бассейн р. Амазар, р. Утени) [10, 148, 605]. Верхняя часть омутнинской свиты в этом районе отнесена к пржидольскому ярусу. Низы большеневерской свиты охарактеризованы обильными стеблевыми фрагментами криноидей *Scyphocrinites mariannae* Yak., распространенных в верхних слоях пржидола Чехии, Польши, Германии, Франции и нижнелохковском подъярусе Казахстана, Подолии. Несколько выше разрезы большеневерской свиты по р. Утени содержат криноидеи *Costatocrinus bicostatus* (Stuk.), *Asperocrinus echinatus* (Yelt.), *Gurjevskocrinus impalpabilis* J. Dubat., *Gregariocrinus forus* (Stuk.), *Tolenicrinus lenticularis* (Stuk.), *Facetocrinus stellatus* (Yelt. et Sisova), *Tastjicrinus paucicostatus* (Yelt.) и брахиоподы *Dalejina austera* Havl., *Plectodonta mimica* (Barr.) и *Lissatrypa* sp., датирующие вмещающие отложения ранним лохковым.

Комплекс большеневерской свиты пражско-раннеэмского возраста содержит криноидеи (определения А. В. Куриленко) *Amazaricrinus ildicanensis* Kuril., *A. minimus* (Stuk.), *Kuzbassocrinus decemlobatus* Yelt., *Tastjicrinus* cf. *tastjiensis* Stuk, *Urushicrinus rhonsnickae* Kuril. и др.; брахиоподы (определения Н. П. Кулькова) *Isorthis inostranzewi* (Peetz), *Rhytistrophia beckii* (Hall), *Areostrophia distorta* (Barr.), *Caplinoplia embryo* (Barr.), *Coelospira burabaensis* Kaplin и др.; кораллы-ругозы (определения В. А. Желтоноговой) *Lindstroemia amurica* Zhelt., *Lindstroemia* sp., *Laccophyllidae*?; кораллы-табуляты (определения Л. В. Галенко) *Squameofavosites mixtus* J. Dubat., *Favosites goldfussi* Orbigny, *F. porfirievi* Tchern. var. *oldoica* J. Dubat., *F. halanensis* J. Dubat., *Pleurodictium mongolicum* V. Tchern.; трилобиты (определения

Н. Н. Пахомова) *Paciphacops (P.) logani asiaticus* (Z. Max.), *Paciphacops* sp., *Calymene* sp.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Эмский–эйфельский ярусы

Имачинская свита ($D_{1-2}im$) согласно залегает на большеневерской, наращивая разрез девона. Выделена как свита «рифовых образований» в 1935 г. В. З. Скороходом в окрестностях станции Имачи. Под современным названием описана И. В. Лучицким в 1950 г. [152]. Для имачинской свиты характерна фациальная невыдержанность и значительные вариации мощностей – от 300 до 1600 м.

На западе территории, по падам Салдамар, Мангалей, Утени, Булей в ее составе преобладают известняки и мергелистые известняки, менее развиты алевролиты, аргиллиты, песчаники, часто известковистые. Здесь нижняя граница свиты проводится по появлению пачки переслаивающихся известняков и известковистых алевролитов, а в составе различаются три толщи. Нижняя и верхняя – существенно карбонатные. Органогенные известняки в них составляют до 70 % объема разреза и находятся в переслаивании с алевролитами и известковистыми алевролитами. Средняя – преимущественно алевролитовая (до 70 %) с примесью известкового материала, прослоями песчаников разнозернистых полимиктовых и маломощными будинированными слоями известняков. Восточнее, в бассейне рек Омутная, Уруша, Ольдой свита представлена в нижней части разреза известняками, часто органогенными, песчанистыми и алевролитистыми, мергелями с прослоями туфоалевролитов (до 360 м), в верхней – глинистыми сланцами и алевролитами с линзами известняков (до 225 м). В бассейне р. Уркан имачинская свита имеет несколько иной разрез [363]: в нижней части преобладают аркозовые, реже кварцитовидные мелкозернистые песчаники и алевролиты, иногда в флишоидном переслаивании (до 600 м), в верхней – органогенные известняки и мелкозернистые песчаники, часто известковистые (до 1000 м). На контакте с гранитоидами верхнеамурского и урушинского комплексов породы свиты ороговикованы и скарнированы. Скарнированные образования в бассейне р. Игак содержат полиметаллическое и золотое оруденение.

Содержания элементов в отложениях свиты околочларковые. Несколько понижены значения В и Li в алевролитах средней части разреза [389]. Хорошие коррелятивные связи установлены между Y–Yb; Mn–Ti–Ni–V–Co.

Известняки, алевролиты и песчаники имачинской свиты содержат обильную фауну, указывающую на раннеэмский–эйфельский возраст отложений: *Fimbrispirifer divaricatus* (Hall), *Leptodontella zmeinogorskiana* (Peez), *Protodouvillina grandicula* (Grats.), *Xystostrophia umbraculum* (Schlotn.), *Leptagonia zlichovensis* Havl., *Spinatrypa bachatica* Aleks., *Favosits* cf. *halanensis* J. Dubat., *Sq. crassimuralis* J. Dubat., *Rotundostrophia* cf. *rotundata* (Khalf.), *Maoristrophia kailensis* Schischk., *Hexacrinites mamillatus* Yelt. et J. Dubat., *Paradecaerinus orientalis* (Yelt.), *Barrandeophyllum perplexum* Pošta,

Douvillina ex gr. *orientalis* (Jan. et Modz.), *Trilobostrophia* cf. *bobilevi* (Schischk.). На западе территории среди фаунистических остатков Н. П. Кульковым определены брахиоподы *Reeftonia borealis* (Ham.), *Douvillina* cf. *nalivkini* (Khalf.), *Acrospirifer* cf. *korovini* (Khalf.), *Leptodontella zmeigorskiana* (Peetz), *Maoristrophia kailensis* Schischk., *Leptogonia zlichovenssis* (Havl.) и др.; А. В. Куриленко — криноидеи: *Paradecacrinus orientalis* (Yelt.), *Kuzbassocrinus binidigitatus* Yelt., *Urushicrinus eugeniae* (Yelt. et J. Dubat.), *U. raricostatus* (Yelt. et J. Dubat.), *H. ? torulosus* J. Dubat. и др., которые указывают на поздний эмс—эйфель.

Имачинская свита входит в состав одноименного горизонта.

Ильди́канская свита ($D_{1-2}il$) выделена Е. В. Павловским, И. В. Лучицким в 1938 г. [195]. Стратотип находится в Среднем Пригазимурье, на правом берегу р. Ильди́кан. Свита простирается от приустьевой части р. Уров на северо-запад до верховьев р. Лубия и пади Диргича. В составе стратона преобладают пестрые доломиты и известняки, местами содержащие существенную примесь кластического материала. Характерны частые фациальные замещения. В нижнем течении р. Уров закартирован базальный горизонт (90–100 м) крупно-среднегалечных конгломератов с песчано-алевролитоглинистым заполнителем. В гальке присутствуют песчаники мелко-, среднезернистые, реже микрокварциты, алевролиты, эффузивы среднего(?) состава [424]. Переход к вышележащим отложениям постепенный. Они представлены (250–450 м) алевролитами, аргиллитами, иногда углистыми, тонко-, мелкозернистыми песчаниками с прослоями доломитов и незначительной примесью туфогенного материала. Их сменяет толща (300–700 м) доломитов, доломитистых известняков, кремнисто-карбонатных пород с маломощными прослоями алевролитов и мергелей [277, 424, 640, 660]. Мощность свиты оценивается в 700–1000 м.

Определимые фаунистические остатки в изучаемом районе не обнаружены. В ильди́канской свите стратотипической местности присутствуют два разновозрастных фаунистических горизонта. Один из них соответствует пражскому ярусу, другой эйфельскому [147]. Низы свиты коррелируются с большей по объему верхней частью большеверской свиты Верхнего Приамурья, верхи стратона — с имачинской свитой. Стратиграфическое положение определяется на основании согласного залегания на ней фаунистически охарактеризованной живет-франской яковлевской свиты.

СРЕДНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Живетский—франский ярусы

Ольдойская свита ($D_{2-3}ol$) согласно залегает на отложениях имачинской свиты. Впервые эти отложения были выделены В. З. Скороходом в 1938 г. [152]. Стратотипической местностью для свиты считаются бассейны рек Ольдой и Уруша. Для свиты характерна фациальная изменчивость, невыдержанность слоев по простиранию, увеличение мощности отложений с запада на восток. На западе территории в районе падей Заречный Доптуган, Малый Доптуган, Утени, Булей нижняя граница свиты прово-

дится по резкому исчезновению в разрезе рифогенных известняков и появлению пачки переслаивания песчаников и известковистых алевролитов с прослоями песчаных известняков. Основной объем свиты здесь представлен полимиктовыми, кварц-полевошпатовыми, реже кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, иногда известковистыми с прослоями известняков. Мощность в отличие от восточных частей территории небольшая (500–800 м). В бассейне р. Мал. Ольдой в нижней части разреза наблюдаются алевролиты, туффиты и туфы риолитов, песчаники среднезернистые (230 м); в средней части развиты глинистые сланцы и алевролиты с редкими линзами среднезернистых песчаников (370 м); верхняя часть свиты представлена туфоалевролитами, туфоаргиллитами, туфами кислого состава с прослоями алевролитов и линзами известняков (более 640 м). В бассейне р. Ольдой в разрезе свиты преобладают мелко- и среднезернистые полимиктовые и кварц-полевошпатовые песчаники с прослоями известняков. Мощность свиты здесь около 660 м. В бассейне р. Уркан в низах разреза наблюдаются алевролиты, аргиллиты, часто известковистые, реже кварц-полевошпатовые мелкозернистые песчаники и известняки (более 800 м), в верхней части развиты полимиктовые и аркозовые, реже кварцевые мелко-среднезернистые, часто известковистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослои известняков (750 м). В бассейне рек Ирмакит и Ирмакиткан свита представлена алевролитами, глинистыми сланцами и песчаниками, часто известковистыми, а также пепловыми и псаммитовыми туфами кислого состава. В верхней части разреза отмечается пачка криноидных песчаных известняков. Мощность этих отложений превышает 1070 м. Общая мощность свиты 500–1550 м [543 и др.].

Для ольдойской свиты характерно преобладание тонкообломочных пород и наличие в ее составе довольно большого количества пеплового материала, а также горизонтов вулканитов кислого состава. В породах на границе с гранитоидами раннемелового верхнеамурского комплекса отмечается ороговикование, реже скарнирование.

Отложения свиты содержат многочисленные фаунистические остатки, указывающие на живетский–раннефранский возраст: *Cariniferella tioga* (Hall), *Fistulipora subsphaerica* (Nekh.), *F. internmedia* Nekh., *Hallopora amurensis* Rom., *Liochema yakovlevi* (Schoenman), *Protoleptostrophia* cf. *perplana* (Conr.), *Paralioclema spinosa* Rom., *Minussina spinosa* Moroz., *Fenestella vera* Ugr., *Devonochonets coronatus* (Hall), *Eleutherokomma* cf. *rhukensis* (Brice), *Eoschuchertella chemungensis* (Conr.), *Spinulicosta spinulicosta* (Hall), *spinocyrtia* cf. *martianofi* (Stuck.), *Semicoscinium bugusunicum* Nekh., *Hexacrinites* ex. gr. *biconcavus* Yelt. et J. Dubat, *H. Mamillatus* Yelt. et J. Dubat и др. Кроме того, комплекс фаунистических остатков, собранный из ольдойской свиты, включает брахиоподы (определения Н. П. Кулькова) *Aulacella eifeliensis* (Vern.), *Eoschuchertella arctostriata* (Hall), *Devonochonets coronata* (Conz.), *Rhynchospirina lopatini* (Stuck.), *Emanuella subumbona* (Hall), *Euryspirifer pseudocheehiel* (Hou), *Cyrtospirifer achmet* NaI., *Spinocyrtia martianovi* (Stuck.) и криноидеи (определения А. В. Куриленко) *Ononicrinus gracilis* (Yelt. et J. Dubat.), *Amurocrinus conserratus* (Yelt. et J. Dubat.), *Oldojicrinus oldoicus* (Yelt. et J. Dubat.), *Vastiacrinus vastus* (Yelt. et J. Dubat.), что также позволяет датировать стратон как живет–ранний фран [10].

В районе среднего течения р. Амазар в отложениях свиты обнаружены споры, типичные для среднего и верхнего девона Русской платформы [604].

Ольдойская свита входит в состав ольдойского горизонта.

Яковлевская свита ($D_{2-3}jak$) выделена из состава среднепалеозойских образований И. Н. Тихомировым и Н. В. Шталь в 1957 г. в районе Среднего Пригазимурия [253]. На левобережье р. Аргунь она протягивается от устья р. Уров до среднего течения р. Лубия и устья р. Шокшо. Для свиты характерны существенно терригенный состав и частые фациальные замещения. В нижней части картируется пестрая песчанико-алевролитовая толща (200–1000 м) с маломощными линзами известняков, доломитов, мелко-среднегалечных конгломератов и примесью туфового материала. Иногда эта примесь значительна — появляются прослой (20–30 м) туфо-конгломератов, туфопесчаников и туфоалевролитов. Отмечаются горизонты, обогащенные карбонатным и кремнисто-карбонатным материалом. Верхи (400–800 м) представлены толщиной зеленовато-серых алевролитов с прослоями карбонатных пород, маломощными линзами кварцевых гравелитов — в средней части и горизонтами мелкогалечных конгломератов — в верхней [277]. К зеленовато-серым алевролитам приурочены находки многочисленных фаунистических остатков. Общая мощность свиты 1000–1400 м.

Свита охарактеризована (определения Е. А. Модзалевской) [229]: брахиоподами *Schizophoria striatula* (Schloth.), *Eoschuchertella variabilis* (Pross.), *Spinatrypa spinosa* (Hall), *Ambocoelia umbonata* (Cong) и др.; криноидеями *Hexacrinites mamillatus* Yelt. et J. Dubat., *Vasticrinus vastus* (Yelt. et J. Dubat.); мшанками *Reteporina* sp., *Semicoscinium* sp. и др., позволяющими датировать вмещающие отложения живетским—раннефранским временем и коррелировать их с низами яковлевской свиты стратотипической местности [146]. Эта часть стратона сопоставляется с ольдойской свитой Верхнего Приамурья и входит в состав ольдойского регионального горизонта. За пределами Восточного Забайкалья и Дальнего Востока виды комплекса известны из живета—нижнего франа Русской платформы, Кузбасса, Горного Алтая, Польши и Северной Америки.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Франский—фаменский ярусы

Тепловская свита (D_3tp) согласно залегает на ольдойской. Стратотип находится на правобережье р. Ольдой, по ключу Тепловский. Выделена Е. А. Модзалевской в 1953 г. [253, 255]. На западе территории закартирована в районе пади Верхний Баронгон, рек Утеникан и Булей. Нижняя граница здесь проводится по появлению в разрезе монотонной пачки черных алевролитов и алевролитистых песчаников значительной мощности (260 м). Разрез имеет двучленное строение. Нижняя более тонкообломочная часть представлена толщиной тонкого переслаивания (1–5 см) алевролитов и песчаников мелкозернистых, для которых характерна нечетко выраженная трех-четырёхкомпонентная трансгрессивная ритмичность. В верхах свиты

преобладают песчаники (80 %) мелко-крупнозернистые полимиктовые и аркозовые при подчиненной роли алевролитов и алевритистых песчаников, имеющих косую однонаправленную слоистость. Разрез завершается аркозовыми несортированными песчаниками с дресвой черных алевролитов [389, 543, 604, 611]. Мощность 700–1000 м.

Восточнее, в бассейне р. Ольдой, свита представлена кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми, редко известковистыми мелко-среднезернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, песчано-глинистыми, глинистыми сланцами, пачками их ритмичного переслаивания, а также редкими прослоями кремнисто-глинистых и известково-глинистых сланцев. Общая мощность свиты 300–1200 м.

Породы характеризуются низким содержанием Li и Ag, Mo, Cu, Co, Ni, B, Mn, Pb, Zn, Sr, Y, Yb, Be. Для алевропесчаников отмечаются повышенные коэффициенты парной корреляции Cu–Ga, Ag–V–Cr [389]. Свита содержит фаунистические остатки, характерные для верхов франского и фаменского ярусов: *Batostomella amazarensis* Modz., *Nikifopovella amazarica* Nekh., *Leptagonia* sp., *Praewaagenoconcha speciosa* (Hall), *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* (Murch.), *C.* ex gr. *sulcifer* (Hall), *Fenestella* ex gr. *guadrulla* Nekh., *Cariniferella* ex gr. *tioga* (Hall), *Schizophoria* ex gr. *striatula* (Schloth.), *Leptagonia* sp., *Nervostrophia nervosa* (Hall), *Stropheodonta boonensis* Swall., *St.* aff. *callawayensis* Swall., *Spinatrypa spinosa* (Hall), *Tylothyris mesacostalis* (Hall), *T. posterus* (H. et Cl.), *Cyrtospirifer disjunctus* (Sow.), *Elytha fimbriata* (Conr.).

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Турнейский и визейский ярусы

Типаринская свита (C_{1tp}) завершает разрез среднего палеозоя в Верхнем Приамурье, несогласно залегая на девонских отложениях. Впервые свита была выделена А. И. Фрейдиным в 1960 г. [282]. Стратотипической местностью для нее являются бассейны рек Типара и Бургали. Для пород свиты характерны: плохая окатанность обломочного материала, отсутствие его сортировки по размеру, а также большое содержание в обломочном материале кислых и средних эффузивов. На западе территории базальный горизонт (0,4–1 м), представленный дресвяниками, реже конгломератобрекчиями мелко-среднеобломочными, налегает на разные стратиграфические уровни нижележащего стратона [389]. Кластический материал состоит из известняков с фаунистическими остатками, реже алевропелитов, сцементированных известковистым песчаником.

Низы разреза (200–360 м) сложены переслаиванием мелко-среднезернистых полимиктовых песчаников и алевролитов с маркирующим горизонтом красноцветных алевропелитов (0,6–35 м) и редкими прослоями (1,5–35 м) органогенных известняков. Разрез наращивается пачкой (120–200 м) темно-серых алевропесчаников, содержащих единичные прослои

кислых витрокластических туфов (десятки см — 60 м). В верхах залегают песчаники (400—650 м) полимиктовые, реже полевошпат-кварцевые разнотерные с прослоями алевролитов и известняков (1,5—10 м). В бассейнах рек Ольдой, Уруша, на правобережье рек Ирмакиткан и Урка нижняя часть разреза сложена песчаниками грубозернистыми, иногда мелкозернистыми полимиктовыми, реже кварцевыми, гравелитами, конгломератами, реже алевропесчаниками, песчанистыми известняками и туффитами (200—270 м), средняя — аркозовыми, полевошпат-кварцевыми и кварцевыми крупно-среднезернистыми песчаниками, алевропесчаниками, иногда с прослоями известковистых песчаников (200—400 м), верхняя — средне- и мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, алевропесчаниками, иногда с прослоями алевролитов и известковистых песчаников (200—300 м) [543 и др.]. Мощность типаринской свиты 400—1050 м.

В породах выше кларковых наблюдаются Ga, Cu, Sn, Mo, Nb [611].

Свита охарактеризована фаунистическими комплексами трех региональных горизонтов: павловского, ямкунского и кулиндинского. Фаунистический комплекс павловского горизонта включает брахиоподы (определения Г. В. Котляр) *Leptagonia analoga* (Phill.), *Plicochonetes glenparkensis* Well., *Torynifer cooperensis* Swall. и криноидеи (определения А. В. Куриленко) *Platycrinites? oleinikovi* Kuril., *Pl.? subtuberosus* Stuk., *Pentaridica pulcher* (Yelt.), *Bicostulatocrinus circumvallatus* (Yelt.), *Floricyclus* cf. *kazangapicus* Sissova и др. Он чрезвычайно близок к раннетурнейским комплексам Кузбасса, Казахстана и Рудного Алтая. В средней части свиты, соответствующей ямкунскому горизонту, определены брахиоподы *Marginatia deruptoides* Sar., *Hemiplethorhynchus fallax* Peetz, *Syringothyris texta* (Hall) и криноидеи *Bicostulatocrinus circumvallatus* (Yelt.), *Pentaridica pulcher* (Yelt.), *P. carbonica* (Yelt.) и др. Большинство видов характерно для верхнего турне Казахстана, Рудного Алтая, Кузбасса и Верхоянья. В верхах свиты (кулиндинский горизонт) определены брахиоподы *Chonetes ischimicus* Naal., *Pseudosyrinx keokuk* Well., *Acuminothyris keokuk* Sar. и криноидеи *Platycrinites? cf. saffordi* (Yelt.), *Pl.? altaicus* Stuk., *Pentaridica urkaensis* (Yelt.). Преобладающее число видов комплекса широко распространено в нижневизейских отложениях Кузбасса, Казахстана, Рудного Алтая и Сибири.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Чичаткинский комплекс трахиандезит-трахириолитовый

Чичаткинская свита (P₂.....) выделена С. А. Козловым в 1998 г. после установления в стратотипическом разрезе куйтунской свиты верхней перми, в состав которой она входила, флористически охарактеризованных отложений юры. Породы выполняют реликты вулканических построек центрального и трещинного типов с тектоническими ограничениями в Олекмо-Нюкжинской подзоне Нюкжинской ВПЗ. В ассоциации с интрузиями амананского комплекса образования свиты представляют восточный фланг Селенгино-Олек-

минского вулcano-плутонического пояса [68, 249, 250]. Пояс прослеживается с юго-запада Монголии через верховье р. Джиды в бассейн р. Нюкжа и ограничивается на северо-востоке Джелтулакским разломом.

Свита сложена вулканитами трахиандезит-трахириолитовой формации и вулканогенно-осадочными породами [314, 345, 602 и др.]. Вулканыты представлены туфами и игнимбридами трахириолитов, риолитов, трахириодацитов, трахидацитов; трахириолитами, трахириодацитами, риолитами, риодацитами; андезитами, трахиандезитами и их туфами. Последние слабают невыдержанные по мощности и простиранию пласты и прослои. Вулканогенно-осадочные образования, представленные туфоконгломератами, туфопесчаниками и туфоалевролитами, часто углистыми, являются удаленной от вулканических центров фацией и залегают в виде чередующихся невыдержанных по простиранию и мощности пачек, прослоев и линз. Вулканыты отмечаются в них в виде прослоев и отдельных горизонтов. К низам свиты приурочены конгломераты и печаники. Для вулканитов кислого состава характерна красноцветная окраска, в вулканитах среднего состава отмечаются сургучные и темно-зеленые цвета. В углистых разностях содержится до 30 % углисто-пелитового материала. Мощность свиты 740–1150 м.

Эффузивные породы имеют флюидальную, миндалекаменную, брекчиевую и массивную текстуры; афировую и порфириковую структуры. Вкрапленники плагиоклаза, калиевого шпата, амфибола, биотита, иногда пироксена составляют до 40 % объема породы. В породах среднего состава среди вкрапленников преобладают плагиоклаз и амфибол; кислого – полевого шпата, биотит, иногда кварц. Структура основной массы пород среднего состава апогидропелитовая, микролитовая, интерсервальная; кислого – микропикрилитовая, фельзитовая. В риолитах преобладают вкрапленники полевого шпата и кварца. Структуры туфов псефитовые, лито- и кристалло-витрокластические; текстуры массивные, реже слоистые. Литокласты представлены вулканическим стеклом среднего и кислого составов; в агломератовых туфах, отмечаемых в нижней и средней пачках разреза, преобладают породы фундамента вулканических структур. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен и рудный.

Туфоконгломераты, туфопесчаники и туфоалевролиты состоят из обломочного вулканического материала различного состава, гранитоидов и метаморфических пород, редко габбро-пироксенитов, кварца, полевых шпатов. Туфовый материал составляет 20–30 % объема пород. Цемент поровый, кварц-серицитового, кварц-хлоритового составов с гидроокислами железа. Акцессорные минералы аналогичны вышеописанным разновидностям эффузивов.

Ассоциация вулканитов в разрезах характеризуется в целом гомодромным строением с тенденцией увеличения роли кислых вулканитов вверх по разрезу. С увеличением кремнезема отмечается рост щелочности. По значениям сериальных индексов Пикока и Ритмана они относятся к тихоокеанскому известково-щелочному типу с почти равными содержаниями натрия и калия и незначительным преобладанием последнего. Геохимические особенности их определяются присутствием Zn, Mo, Cu, V, Zr, Se, содержания которых выше кларка в 2,5–3 раза. Магнитная восприимчивость вулканитов основного и среднего составов до 1700×10^{-5} ед. СИ,

кислых до 750×10^{-5} ед. СИ; плотность соответственно 2,67 и 2,61 г/см³, радиоактивность 6–8 мкР/ч. В гравитационном поле наибольшей площади развития вулканитов соответствует отрицательная аномалия 10–11 мГал.

Субвулканические образования – трахиандезиты ($\alpha P_2 \epsilon \epsilon$), трахириолиты ($\tau \lambda$), субщелочные гранит-порфиры ($\epsilon \mu \rho$) генетически и пространственно связаны с полем распространения покровных вулканитов, с которыми они представляют единый вулканический комплекс. Трахириолиты и трахиандезиты слагают тела площадью до 10 км² и дайки мощностью до 20 м, протяженностью – первые сотни метров. Простираение даек несогласное, падение разнонаправленное при достаточно крутых углах – 70–80°. Из-за малых размеров они не отражены на карте.

В верховьях р. Чичатка выделяется тело приблизительно изометричной формы крупнопорфировых субщелочных гранит-порфиров с постепенным переходом к покровным трахириолитам. Площадь его выхода не установлена, но, судя по конфигурации развития вулканитов, не превышает 5 км². Возможно, что это дайка пологого залегания, отпрепарированная в рельефе. Аналогичное тело выделено на левобережье р. Бол. Ольдой. Оно имеет площадь менее 10 км² и приурочено к тектоническому нарушению северо-западного простираения.

На водоразделе ручьев Мал. Валечий и Валечий среди покровных вулканитов, представленных туфами трахиандезитов, располагается изометричный (0,8 км²) в плане экстррузивный купол, сложенный сургучными массивными среднепорфировыми трахиандезитами с вкрапленниками калиевого полевого шпата до 2 см. В краевых частях купола распространены породы, содержащие обломки зеленовато-серых трахиандезитов до 10 см в поперечнике.

Для субщелочных гранит-порфиров характерно присутствие идиоморфных кристаллов бипирамидального сероватого кварца. В экзоконтактах субвулканических образований иногда отмечаются зоны пропилизации, редко алунитовые и серицитовые вторичные кварциты. По химическому составу и возрасту породы субвулканического комплекса соответствуют чичаткинским покровным вулканитам.

Верхняя возрастная граница комплекса принята согласно возрасту свиты на основании результатов трех радиологических определений возраста вулканитов – 265 ± 5 млн лет (Rb-Sr-метод) [450], что соответствует поздней перми. Позднепермский возраст свиты подтверждается прорыванием ее пород гранитоидами позднепермского амананского комплекса.

МЕЗОЗОЙ

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Отложения триаса представлены вулканогенными, вулканогенно-осадочными породами (нижний отдел, десовская, джилиндинская свиты) и морскими отложениями (верхний отдел, огонская и горбуновская свиты). Условно к триасу относятся континентальные образования ульдугичинской свиты.

Десовский комплекс риолит-трахириолитовый

Десовская свита (T_{ds}) распространена в Нюкжинской подзоне Олекмо-Нюкжинской ВПЗ в бассейнах рек Бол. Ольдой, Хайкта, Дес, Бол. Иличи, Бол. Ягняный и в верхнем течении руч. Колоктикан. Она была детально изучена при проведении специализированного геолого-структурного картирования масштаба 1 : 10 000 [345], при ГГС-50 [543] относилась к куйтунской свите, переименована в 1997–2000 гг. при проведении ГДП-200 [450].

Свита сложена туфами и игнимбридами трахириолитов, риолитов, риодацитов, дацитов, трахидацитов, трахириодацитов, лавами риолитов, трахириолитов, риодацитов, трахириодацитов, трахидацитов. Трахиандезиты и их туфы, туфоалевролиты и туфоаргиллиты образуют редкие линзы. К низам разреза приурочены туфы кислого состава с единичными прослоями трахиандезитов, их туфов, туфогенных конгломератов, песчаников и алевролитов. Средняя часть имеет монотонное строение и представлена туфами риолитов, трахириолитов с крайне незначительным количеством их псефитовых туфов и игнимбридов, слагающих редкие прослои и линзы мощностью до 4–12 м. Верхняя часть сложена вулканогенно-осадочными породами – туфогенными конгломератами, гравелитами, песчаниками и углистыми алевролитами. Характерно линзовидное переслаивание пород и уменьшение размеров обломочной фракции к верхам разреза. В алевролитах нередко отмечаются углефицированные неопределимые остатки растений плохой сохранности. Подошва верхней части разреза представлена ровной поверхностью, полого падающей в южном направлении под углом 15–25°. На северном склоне водораздела рек Дес, Бол. и Мал. Сидельта эта граница отпрепарирована денудационными процессами с образованием протяженного уступа высотой до 15 м. Свита характеризуется значительным преобладанием в составе пирокластического материала и игнимбридов, изменением мощности слоев и прослоев по простиранию.

Мощность свиты изменяется от 800 м в бассейнах рек Колоктикан и Хайкта до 1150 м в бассейне р. Дес.

Разновидности кислых эффузивных и пирокластических пород обладают схожим физиографическим обликом и выделяются в основном лишь по результатам петрохимических анализов. Эффузивы порфировые и афировые. Окраска от темно-серой до светло-серой, а также сургучная, вишневая, розовая и зеленоватая различных оттенков – для вулканитов, не затронутых контактовым метаморфизмом интрузий средне-позднеюрских гранитоидов. Вкрапленники – кварц и полевые шпаты. Основная масса характеризуется фельзитовой, реже микропойкилитовой и сферолитовой структурами. Размеры сферолитов олигофировых риолитов экструзивных образований достигают иногда 1,0–1,5 см. Туфы псефитовые, литокристаллокластические и кристаллолитокластические. Нередко псевдофлюидальные, за счет субпараллельного расположения фьямме и более крупных обломков. Псефитовые обломки представлены вулканитами кислого и среднего составов, редко гранитоидами и габброидами фундамента.

Трахиандезиты — мелко-среднепорфировые массивные, реже трахитоидные породы темно-серой зеленоватой и сургучной окраски с вкраплениями плагиоклаза, роговой обманки и биотита, составляющими до 30 % объема породы. Основная масса девитрифицирована, насыщена лейстами и микролитами плагиоклаза. Структуры гиалопилитовые, микролитовые, пилотакситовые.

Туфогенные конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты образуют группу близких пород, различающихся в основном только гранулометрическим составом. Псефитовые и псаммитовые разновидности пород обладают преимущественно серой, желтовато-зеленоватой-серой, редко темно-серой окраской. В конгломератах размеры гальки сильно варьируют, но преобладает мелкая и средняя галька (1–5 см) с переходами к гравиям. Окатанность гравия и гальки соответствует 2-му и 3-му классу по шкале Хабакова, но есть и неокатанные обломки. В составе псефитовых обломков преобладают покровные вулканы умереннокислого и кислого составов. Реже распространены андезиты, гранитоиды, гнейсы, песчаники, алевролиты, кварц, полевые шпаты. Заполнитель в конгломератах — песчано-гравийный материал, в гравелитах — песчаный. Состав его аналогичен псефитовой составляющей. Цемент пород полиминеральный по составу, базальный или поровый по типу заполнения. Туфогенные алевролиты характеризуются темной окраской — зеленоватой, серой, почти черной. Обычна тонкая горизонтальная слоистость.

На контактах с юрскими гранитоидами алевролиты перекристаллизованы в гранат-андалузитовые и кордиеритовые, мусковит-, мусковит-биотит-андалузитовые, андалузит-кордиерит-биотитовые, нередко с фибролитом роговики с характерным красновато-бурым биотитом.

В химическом составе вулкаников преобладает калиевая составляющая, а также отмечается обратная зависимость содержания суммы щелочей и кремнезема.

В бассейне р. Дес в трахидацитах установлены повышенные относительно кларковых концентрации W, Y, Yb, Ba, а в туфах риолитов — W, Co, Cr, La, Ti, Zr. В риолитах вулканической жерловины верховьев руч. Иликан наблюдаются повышенные концентрации W, Zn, Co, Ni, Cr, Ti. Высокие концентрации Ni, Cr, Ti, Co и, возможно, Zr обусловлены скорее всего высокими содержаниями этих элементов в породах кристаллического фундамента, а W, Zn, Y, Yb и La — специализацией вулкаников.

Магнитная восприимчивость игнимбриков десовской свиты $12-556 \times 10^{-5}$ ед. СИ, средняя плотность 2,55 г/см³ при $\delta = 0,04$ г/см³. На картах ΔT вулканикам отвечают поля напряженностью 0–200 нТл. В гравитационном поле они выражены отрицательными аномалиями — 4–8 мГал.

Поствулканические изменения вулкаников среднего состава выражены пропилитизацией. По кислым породам образуются вторичные кварциты, с которыми связаны аномалии урана, рассеянная минерализация серебра, золота и вольфрама.

Субвулканические образования — трахириолиты, риолиты, их туфы и игнимбрики ($\tau\lambda T_1 ds$), сиенит-порфиры ($\xi\lambda$), гранит-порфиры, субщелочные гранит-порфиры (gr), трахиандезиты ($\tau\alpha$) развиты в междуречье Амуткачи–Бол. Кенгурак–Хайкта и в

бассейне р. Бол. Ольдой в виде силлов, штоков, даек, жерловин и экструзивных куполов. Тела имеют причудливые формы. Площадь их выходов на поверхность — первые десятки км². Дайки сложены, как правило, риолитами и трахириолитами. Из-за небольших размеров (мощность 2–10 м и протяженность первые сотни метров) на карте не показаны.

Силлы и штоки встречаются преимущественно в краевых частях покровов вулканитов. В них наблюдается переход от хорошо раскристаллизованных пород, приуроченных к центральным (нижним) частям тел, к менее раскристаллизованным, эффузивного облика. На границе с раннетриасовыми и позднеюрскими гранитоидами отмечается развитие андалузитовых и кварц-полевошпатовых роговиков. Поствулканические изменения (пропилитизация, развитие вторичных кварцитов) во вмещающих вулканитах развиты ограниченно.

Экструзивные и жерловые фации распространены как среди вулканитов, так и среди пород фундамента. Породы этих фаций слагают изометричные в плане округлые экструзивные и реже эксплозивные жерловые постройки размером от 0,8 до 1,5 км в поперечнике. Они сложены трахириолитами, риолитами, их туфами и игнимбритами, трахиандезитами, в единичных случаях — эксплозивными брекчиями, которые несут следы глубокой гидротермальной переработки.

Жерловая постройка редкометалльного месторождения Кремнистое сложена преимущественно туфами и игнимбритами риолитов и трахириолитов при подчиненной роли лав последних. В плане ее параметры достигают 1,5 × 0,8 км. По данным буровых работ в разрезе она представляет собой воронкообразное тело, сужающееся на глубину под углами около 45–50°. В составе туфов и игнимбритов наряду с резко преобладающими обломками риолитов и трахириолитов отмечаются и породы фундамента — позднеархейские гранитоиды, а также неправильные зерна граната, насыщенного пылевидными включениями [376]. Часть жерловин (правобережье р. Бол. Кенгурак, бассейн руч. Инграк, район горы Эраман) пространственно ассоциируют с дайками и могут быть отнесены к неккам.

Брекчиями, претерпевшими глубокую гидротермально-метасоматическую переработку, сложены зоны Центральная и Фланговая Березитового золоторудного месторождения, расположенные в породах фундамента на левобережье р. Хайкта. В составе брекчий преобладают вулканиты, в подчиненном количестве присутствуют породы фундамента. Зона Центральная имеет линзовидную в плане и воронкообразную в разрезе форму. Ширина 160 м, протяженность 900 м. Зона наклонена в юго-западном направлении под углом 70–75°. Верхняя, наиболее широкая часть сброшена в южном направлении по разлому с вертикальной амплитудой смещения до 250 м. В результате тело брекчий приобрело форму двух сопряженных, уплощенных конусов, южный из которых выклинивается с глубиной, что определено геофизическими исследованиями и подтверждено буровыми работами при изучении Березитового месторождения.

Субвулканические породы имеют общие петрохимические характеристики с покровными вулканитами. Для них характерно развитие автометасоматоза, который не только изменяет первичный облик пород, но, в значительной степени, накладывает на вмещающие образования. Типичные

новообразованные минералы: серицит, кварц, пирит, турмалин. В глубоко эродированных дайках гранитов развиваются мусковит и адуляроподобный калиевый полевой шпат.

В субвулканических образованиях десовского комплекса установлены надкларковые содержания молибдена, хрома, никеля, титана, циркона, скандия, бария [450]. С ними связана повышенная уран-ториевая и молибденовая минерализация [345].

С комплексом парагенетически связано золотое оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации.

Возраст вулканогенно-терригенных отложений, относимых в настоящее время к десовской свите, изменялся от перми до мела. При проведении ГДП-200 [450] подтверждено, что образования десовской свиты прорываются субщелочными гранитами нерчуганского комплекса и перекрывают верхнепермские эффузивы чичаткинской свиты. Возраст слюды из эксплозивных брекчий Березитового рудного поля – 259–265 млн лет, возраст слюды из зоны гидротермалитов на левобережье руч. Орогжан – 244–256 млн лет (Rb-Sr метод). По данным ГГС-50 [537], абсолютный возраст вулканитов, расположенных в верховьях р. Прав. Тогами, составил 212–220 млн лет (K-Ar метод), что соответствует позднему триасу.

На основании всех данных для десовского комплекса принимается раннетриасовый возраст.

Джилиндинский комплекс трахиандезит-трахириолитовый

Джилиндинская свита ($T, d\bar{h}$) выделена В. Н. Семеновым [239, 575]. Сложена трахириолитами, трахириодацитами, трахиандезитами, трахитами, их туфами, туфопесчаниками и туфоконгломератами. Распространена в Олекминской подзоне Олекмо-Нюкжинской ВПЗ в бассейнах рек Амазар, Могоча, Урка. Породы свиты наблюдаются в тектонических блоках, представляющих собой фрагменты куполовидных вулканических построек, которые контролируются разломами северо-восточного простирания.

Породы стратона ранее частично выделялись в составе нюкжинской свиты средней–верхней юры [239, 575] и нижнемеловых подразделений [191, 280]. Свита изучалась в бассейнах рек Бол. Джилинда [514], Чичатка, Солонцовая–Пинжак [239, 573, 575, 573, 651]. На водоразделе рек Солонцовая–Пинжак свита залегает на гранитоидах амананского комплекса поздней перми [651], прорывается гранитоидами нерчуганского комплекса раннего триаса [239, 575] и перекрывается отложениями могочинской свиты нижней–средней юры. Строение свиты невыдержанное как по вертикали, так и по латерали.

Низы сложены агломератовыми туфами и игнимбритами трахириодацитов, содержащими линзы и прослой трахитов, трахиандезитов, туфопесчаников и туфоконгломератов мощностью 270–300 м. Выше по разрезу она сменяется переслаивающимися псаммитовыми и пелитовыми туфами трахириолитов и трахидацитов мощностью до 300 м.

Разрез венчается пачкой (300–350 м) туфопесчаников, туфоалевролитов, переслаивающихся с витрокластическими туфами трахириолитов и трахидацитов, из которых первые преобладают.

Общая мощность свиты 520–950 м.

На водоразделе рек Пинжак–Солонцовая, в устье р. Чичатка и на других участках в строении свиты широко развиты экструзивы и жерловины изометричной, вытянутой и неправильной формы размером не более 0,8–1,5 км². Они сложены сериально-порфиrowыми трахириолитами и трахидацитами, отличаясь от вмещающих пород однообразием состава. Эруптивные брекчии по периферии жерловины подвержены гидротермально-метасоматическим изменениям, связанным с поствулканической деятельностью, образованием вторичных кварцитов с урановой и редкометалльной минерализацией. В породах фундамента вулканических построек жерловины имеют неправильную форму. В центральных частях они сложены трахириолитами и субщелочными гранит-порфирами с гранофиrowой структурой, а по периферии – породами трахиандезитового состава брекчиевой текстуры и содержат многочисленные обломки пород фундамента.

В верховьях р. Урка, левого притока р. Амур, в 30 км севернее ж. д. станции Ерофей Павлович многочисленные дайки среднего и кислого составов преимущественно повышенной щелочности образуют поле, слабо вытянутое в близширотном направлении. К нему приурочено проявление золота Снежинка, представленное березитизированными дайками трахириодацитов и трахириолитов, а также зонами окварцевания и березитизации во вмещающих гранитоидах амананского комплекса. Для березитов получена Rb-Sr изохрона в 212 ± 5 млн лет [259].

Химический состав вулканитов отвечает умереннощелочным и щелочным породам кислого и среднего составов. Щелочность пород снижается с увеличением кремнезема. На диаграмме $\text{SiO}_2\text{--FeO/Fe}_2\text{O}_3$ породы свиты отличаются от аналогов других свит высокими значениями окисленности железа, что свидетельствует о слабой насыщенности магмы водой. По значениям коэффициентов титанистости они близки к породам чичаткинской свиты, но при этом характеризуются незначительными отклонениями изменений содержания SiO_2 , что явно свидетельствует о слабой дифференциации магмы.

Эндо- и экзоконтактовые изменения субвулканических аналогов выражены зонами пропилитизации, вторичных кварцитов с редкометалльной минерализацией [239, 514, 575].

По структурно-формационным признакам джилиндинская свита отвечает континентальной, слабодифференцированной трахириолитовой формации зон орогенеза.

На основании залегания свиты на гранитоидах позднепермского амананского комплекса [239, 514, 575, 651], эруптивных контактов со стороны гранитоидов раннетриасового нерчуганского комплекса, поздне триасового возраста гидротермально измененных пород, развивающихся по дайковым образованиям, возраст джилиндинского комплекса принимается раннетриасовым.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнетриасовые морские отложения распространены ограниченно в нижнем течении р. Амазар. Впервые в этом районе отложения триаса были установлены Е. А. Модзалевской в 1953 г., позднее изучались К. С. Шашкиным, Д. И. Горжевским [650]. Они расчленены на две согласно залегающие свиты — огонскую и горбуновскую. Стратотипические разрезы находятся в приустьевой части рек Огон и Горбуновский, левых притоков р. Утени [254]. Условно к верхнему триасу относятся отложения ульдугичинской свиты, которые могут оказаться и более древними образованиями.

Ульдугичинская свита ($T_3?ul$) выделена А. И. Фрейдиным в ранге толщи в бассейне р. Ульдугичи, вблизи устья которой по р. Бол. Невер изучен ее стратотип [254]. Свита сохранилась в тектонических блоках. Для нее характерно двучленное строение разреза.

Нижняя часть (мощностью более 650 м) представлена рассланцованными разнозернистыми (от мелко- до грубозернистых) песчаниками с прослоями мелкогалечных конгломератов, конгломерато-брекчий и алевролитов. В базальном горизонте рассланцованных конгломерато-брекчий обломочный материал представлен полевошпат-кварцевой дресвой, а также щебнем и полуокатанными гальками залегающих ниже лейкогранитов. Кроме того, в обломочных включениях присутствуют хорошоокатанные гальки альбититов, мраморизованных известняков, кварцевых и полевошпат-кварцевых метапесчаников и metabазальтов. Песчаники неоднородные, содержат угловатые обломки и уплощенные включения алевролитов, ориентированных параллельно напластованию. Отмечается переслаивание песчаников с массивными разновидностями почти без включений обломков. Верхняя часть свиты мощностью более 1100 м сложена сланцеватыми, филлитизированными, тонкополосчатыми и массивными алевролитами. В низах разреза встречаются прослои мелкозернистых рассланцованных песчаников. Мощности неслоистых алевролитов и песчаников 40–50 см, тонкослоистых — 8–10 см. Общая мощность свиты более 1250 м. В цементе алевролитов постоянно присутствует углистое вещество (до 30 %) и линзовидные включения гематита (до 25 %).

Возраст свиты условен. В пределах территории листа N-51-XXII [450] в ее отложениях обнаружены разрозненные единичные микрофоссилии *Coniferales*, *Leiotriletes* sp., *Ginkgocycadophytus* sp., *Aletes* sp., *Calamospora* sp. плохой сохранности, характерные как для позднего триаса, так и для юры. Последняя в юрских палинокомплексах не встречается и характеризует, вероятно, более древние стратиграфические уровни мезозоя. По мнению Т. М. Окуневой [523], свита хорошо сопоставляется с подобными нижненорийскими образованиями Шилко-Ингодинского и Деспского прогибов.

Норийский ярус. Огонская свита (T_3og) выделена Д. И. Горжевским и К. С. Шашкиным в 1959 г. в бассейне р. Огон (среднее течение р. Амазар), где находится ее стратотипическая местность [254]. Свита обнажается в бассейне верхнего течения р. Багаджа и междуречье Утени—Булей на западе территории и бассейне среднего течения р. Урка на востоке.

На крупномасштабных картах обычно разделена на две части. Нижняя — существенно песчаниковая. Она сложена средне- и крупнозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов, гравелитов и конгломе-

ратов, которые наблюдаются в низах разреза. Базальный горизонт (50 м) залегает на размытой поверхности палеозойских образований [523]. Представлен дресвяниками, гравелитами и конгломератами. На западе территории он перекрывается пачкой (350 м) полевошпат-кварцевых песчаников, с прослоями песчаных алевролитов с линзовидно-прерывистой слоистостью и текстурами мутьевых потоков. Выше ее сменяет пачка (900 м) песчаников полимиктовых разнозернистых с прослоями конгломератов и линзами гравелитов [513, 611].

На востоке территории алевролиты нижней части разреза образуют маломощные прослои и не обнаруживают приуроченности к той или иной ее части [524]. Мощность отложений 400 м. Здесь собраны находки *Eomonotis scutiformis* (Телл.), характерные для среднего нория. Верхи свиты сложены пачкой алевролитов, аргиллитов мелко-, тонкозернистых песчаников, с прослоями грубо- и крупнозернистых песчаников. В средней части пачки прослеживается маркирующий горизонт олигомиктовых и мономиктовых конгломератов. Характерна тонкая, линзовидно-прерывистая слоистость [523]. Кластический материал грубообломочных пород представлен кварцевыми песчаниками, кварцем, кремнистыми породами, сланцами, гранитами, порфиритами, риолитами. Мощность пачки не выдержана по латерали и увеличивается с юго-запада на северо-восток от 450 до 900 м [389, 513, 611]. Здесь в породах найдены органические остатки, характерные для верхнего нория — *Monotis ochotica* (Кеус.).

Общая мощность свиты варьирует от 900 до 2200 м.

Породы свиты характеризуются повышенными коэффициентами концентрации (в 2–3 раза выше кларка) Pb, Zn, Cu, Co, Ni, Ba, V, Sc, La. Наиболее высокие корреляционные связи (0,4–0,9 ед.) установлены для Y–Yb–Nb, Mn–Ti–La–Zn [389, 611].

Весь разрез свиты охарактеризован двустворчатыми моллюсками (определения Т. М. Окуновой) — *Monotis zabaikalica* (Кипар.), *M. ochotica* (Кеус.), *M. ex gr. jacutica* (Телл.), *Eomonotis daonellaeformis* (Кипар.), *E. ex gr. scutiformis* (Телл.). Они типичны для комплексов зон *Eomonotis scutiformis* и *Monotis ochotica* (подзона *M. zabaikalica*) Дальнего Востока и Забайкалья, соответствующих верхней части среднего и большей части верхнего нория [9, 10].

Норийский–рэтский ярусы. Горбуновская свита (T_{3gb}), представленная монотонными темно-серыми, черными аргиллитами и алевролитами с редкими тонкими прослоями серых полимиктовых песчаников, пространственно связана с выходами огонской и распространена на водоразделе рек Багаджа–Амазар и в бассейне р. Утени. Свита фациально устойчива, лишь в некоторых разрезах отмечается увеличение объема песчаников, мощность прослоев которых изменяется от 5 до 60 м.

Соотношения горбуновской свиты с огонской характеризуются постепенными переходами. Нижняя граница стратона проводится по появлению в разрезе мощных прослоев алевролитов. Общая мощность 1300 м [47].

Незначительный метаморфизм пород отмечается вблизи тектонических нарушений. Образования свиты характеризуются вышекларковыми содержаниями Mn, V, La.

Собранные из низов свиты остатки двустворчатых моллюсков *Monotis ochotica* (Кеус.), *M. ex gr. jacutica* Телл., *Eomonotis ex gr. scutiformis* Кипар.

и др. характерны для бореальной области и, по данным Т. М. Окуновой [9, 10], указывают на верхи норийского яруса — зону *Monotis ochotica* (вероятно подзону *M. subcircularis*). Возраст горбуновской свиты предлагается рассматривать в интервале поздний норий—рэт. Последний принимается с некоторой долей условности, поскольку остатки позднего нория обнаружены в самых низах свиты.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения представлены всеми тремя отделами. Они различны по составу, полноте, мощности, палеонтологической насыщенности. Морские отложения нижней и средней юры компенсируют Стрелкинский, Онон-Газимуровский, Верхнеамурский прогибы и слагают низы разреза Осежинского прогиба. В пределах Верхнеамурского прогиба на уровне нижней и средней юры выделяются два стратиграфических района: Шилка-Амазарский и Больше-неверско-Урканский. В Шилка-Амазарском стратиграфическом районе морские отложения нижней и средней юры, распространенные на левобережье нижнего течения р. Аргунь и бассейне верхнего течения р. Амур, прослеживаются от р. Секаниха до низовьев р. Амазар. По ритмостратиграфическому признаку отложения подразделены на пять свит: японскую, мангалейскую, тымагерскую, булейскую и цангинскую. Первые четыре свиты отражают нормальные трансгрессивные ритмы, цангинская — регрессивный. Для всех свит отмечается фациальная изменчивость по латерали с поглублением осадков с востока на запад. В Больше-неверско-Урканском стратиграфическом районе морские нижне- и среднеюрские отложения представлены ковалинской, сковородиной, ошурковской, усманковской и ускалинской свитами.

Континентальные терригенные и вулканогенные породы средней и верхней юры выполняют изолированные структуры типа грабен-синклиналей и блоки реликтов вулканических построек. В пределах Аргуно-Газимурской ПСЗ эти отложения представлены верхнегазимурской свитой и ундино-даинской серией нерасчлененной, в Олекмо-Нюкжинской ВПЗ — могочинской свитой и нерчинской серией нерасчлененной.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Плинсбахский—тоарский ярусы

Ковалинская свита (J_1kv) распространена вдоль северных границ Верхнеамурского прогиба. Впервые низы свиты описал П. П. Емельянов [412] в разрезе у туннеля южнее ст. Ковали под названием «керакская» свита. В 1960 г. в районе оз. Дугино была выделена дугинская свита [635]. А. В. Сибирякова и З. Д. Москаленко в 1962—1964 гг., изучив разрезы юрских отложений, выделили ковалинскую свиту тоар-ааленского возраста в качестве парастратотипа дугинской [171, 241]. Нижняя часть разреза [635, 524, 543 и др.] представлена грубым переслаиванием мелко-среднезернис-

тых песчаников, алевролитов и аргиллитов (275–1000 м). Здесь отмечаются фациальные переходы от средне- до мелкозернистых песчаников, и наоборот. В разрезе нижней части свиты преобладают песчаники. В бассейнах рек Ольдой и Бол. Невер преобладают алевролиты и аргиллиты [635]. В основании разреза установлен базальный горизонт (20–30 м), сложенный переслаивающимися конгломератами, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками. Конгломераты, как правило, не выдержаны по простиранию и обычно замещаются гравелитами, реже крупнозернистыми песчаниками [543]. Верхняя часть разреза свиты (635–1280 м) литологически более однообразна и выдержана. Здесь отмечаются черные алевролиты с редкими прослоями песчаников, иногда конгломератов, гравелитов и пачки тонкого переслаивания песчаников с алевролитами [524]. В бассейнах р. Поема и кл. Еловый [543] в основании этой части разреза отмечаются прослои до 30–70 м и линзы пепловых туфов кислого состава. Мощность свиты 1000–1900 м.

Для свиты характерен темно-серый и черный цвет алевролитов, иногда известковистость. Кальцит, как правило, диагенетически замещен сидеритом. Песчаники преимущественно полевошпат-кварцевые и кварцевые. Пепловый материал туфов представлен кристаллокластами кварца, полевых шпатов и биотита с постоянной примесью литокластов эффузивов среднего состава и редких витрокластов бурого цвета. В выходах свиты на левобережье р. Талдан 2-й породы слабо ороговикованы на контакте с ранне-меловыми гранитоидами бурундинского комплекса с образованием гранобластовых агрегатов кварца. Здесь же вблизи контакта с больше-неверской свитой, осложненного разрывным нарушением, в песчаниках появляются мелкогравийные обломки раннедевонских образований.

Ковалинская свита залегает несогласно на различных горизонтах палеозойских и докембрийских образований. Контакт с песчаниками сково-родинской свиты не установлен. Она бедна остатками фауны, не имеет жесткой возрастной привязки. В нижней и средней частях разреза собраны фаунистические остатки, характерные для плинсбах-тоарского ярусав: *Nucula hausmanni* R o e r n, *Passalothetis tolli* P a v l, *Furcirhynchia* sp., *Lobothyris* sp., *Viligothyris* sp., *Oxytoma* (P.) ex gr. *cygnipes*.

Япанская свита (J,jap) [7, 229, 325] сложена аргиллитами, алевролитами, песчаниками различной зернистости, конгломератами, конгломерато-брекчиями, дресвяниками, гравелитами. Свита распространена в отдельных тектонических блоках по рекам Секаниха, Джелинда, Цангина (междуречье Шилка–Аргунь) и Япан (левый приток р. Амур). Четко проявленная фациальная изменчивость по латерали позволяет выделить два типа разрезов стратона. В восточной части стратиграфического района свита представлена толщей аргиллитов и алевролитов. Это осадки наиболее спокойной, удаленной от береговой линии части бассейна. Для западной характерен более грубообломочный, литологически пестрый разрез с быстрыми латеральными замещениями одних литологических разновидностей пород другими, что характеризует краевую часть прогиба. В основании свиты прослеживается хорошо выраженный базальный горизонт, обломочная составляющая которого зависит от состава подстилающих пород. На северо-западе и западе свита залегает на метаморфических образованиях позднего

протерозоя, на востоке — на девонских карбонатно-терригенных отложениях.

Разрезы свиты первого типа закартированы в районе пос. Покровка по водоразделам падей Замарайка, Кундикан, Кулинда и Япон. Базальный горизонт (120—130 м) представлен конгломератами мелко-среднегалечными, седиментационными брекчиями, песчаниками разнозернистыми полевошпатовыми с прослоями алевролитов и аргиллитов комковатых и массивных. Выше залегает пачка (100 м) тонкого переслаивания темно-серых, черных аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. Вверх по разрезу прослойки песчаников и алевролитов постепенно исчезают и разрез завершается пачкой аргиллитов (400 м) [325, 611].

Второй тип разреза отмечается в бассейне р. Секаниха, где нижняя часть свиты (250—550 м) сложена конгломератами разногалечно-гравийными, конгломерато-брекчиями с прослоями разнозернистых песчаников, а верхняя (550—1000 м) — представлена переслаиванием песчаников разной зернистости, алевролитов, дресвяников, реже осадочных брекчий.

Кластический материал грубообломочных пород представлен гранитоидами, кремнистыми и кварцитовидными породами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, риолитами.

Общая мощность японской свиты 625—1300 м.

Отложения свиты характеризуются высокими коэффициентами концентрации, превышающими кларки в 3—4 раза, Pb, Zn, Cu, Co, Ba, Ni, V, Sc, La [611].

В низах свиты, сразу же над базальным горизонтом, собрана фауна двусторчатых моллюсков (определения Л. В. Сибиряковой): *Harpax* ex gr. *spinosus* (Sow.), *Oxytoma* cf. *Kobajachii* Hayami, *Chlamys* (*Ch.*) *textoria* (Schloth.), *Corbis* cf. *sibirica* Kirar., *Mytiloceramus* sp. Один экземпляр *Mytiloceramus* был обнаружен и в верхах свиты. Нижняя часть соответствует слоям с *Oxytoma* (*Palmoxytoma*) *cygnipes* и слоям с *Harpax spinosus*, отвечающим низам верхнего подъяруса плинсбахского яруса [9]. Верхняя, скорее всего, является тоарской [7, 242]. По особенностям строения разрезов, литолого-петрографическим характеристикам и возрасту неотличима от замещающей ее по латерали на востоке ковалинской свиты.

НИЖНИЙ—СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Сковородинская свита ($J_{1-2}sk$) выделена П. П. Емельяновым в 1958 г. в районе ст. Сковородино, где был изучен ее стратотип [254]. Свита обнажается вдоль северной границы Верхнеамурского прогиба. Она представлена мелкозернистыми массивными песчаниками флишеидного типа, переслаивающимися с черными однородными, массивными, либо песчанистыми, тонкопослойчатыми алевролитами. Отмечаются двухкомпонентные алевролитопесчаниковые ритмы мощностью от 5—30 см для флишевых и до 0,5—3 м для флишеидных пачек [641]. Свита характеризуется выдержанностью и однообразием строения практически на всех площадях ее развития. Лишь в бассейне верховьев р. Бол. Невер (правобережье) отмечаются линзы туфов риолитов в средней части разреза [543], а в бассейне

р. Уркан в верхней части — прослой и линзы конгломератов, гравелитов [363].

На всех уровнях стратотипического разреза породы содержат хемогенные образования — сернистые и железисто-марганцовистые в виде лепешек, вытянутых фигур, что указывает на сильное сероводородное заражение бассейна осадконакопления. Видимо, поэтому свита почти не содержит остатков фауны [641].

Сковородинская свита с размывом перекрыта осежинской свитой. Соотношения ее с нижележащими отложениями неясны. По одним данным, она согласно залегает на ковалинской свите [543 и др.], а по мнению Р. Т. Хоменко [641], достоверные соотношения свиты с выше- и нижележащими отложениями никем не наблюдались. Возраст образований устанавливается на основании положения свиты в разрезе юрских отложений и по единичной находке отпечатка правой створки раковины *Nucula* ex gr. *hammeri* ааленского возраста, по единичным находкам двустворчатых *Meleagrinelles* sp., *Oxytjma* ex gr. *Interlaevigata* Quenst., *Variamusium personatum* Ziet. и криноидей *Pentacrinus* sp. тоар-ааленского возраста.

Мощность свиты 760—1000 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Ааленский ярус

Мангалейская свита (J_2mn) выделена К. К. Анашкиной [325]. Сложена песчаниками, аргиллитами, алевролитами, конгломератами, дресвяниками и хорошо прослеживается по всей площади Верхнеамурского прогиба от р. Секаниха до р. Амазар. В нижней части свиты залегают песчаники с редкими прослоями конгломератов и алевролитов, а в верхней — аргиллиты и алевролиты с редкими прослоями песчаников. В стратотипическом разрезе на водоразделе падей Средний и Нижний Мангалей, по которым свита получила свое название, низы стратона (500 м) сложены аркозовыми песчаниками средне- и мелкозернистыми, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами. Выше залегает толща (600 м) монотонных аргиллитов темно-серого цвета, массивных и микрослоистых [325]. Полный разрез свиты изучен по пади Солонцовая (правый приток р. Джелинда), в низах которого отмечается пачка (300 м) песчаников аркозовых мелкозернистых массивных с редкими прослоями алевролитовых песчаников пятнистой текстуры. В средней части залегает пачка (350 м) несортированных пелито-псаммито-алевролитовых пород с прослоями мелкозернистых аркозовых массивных песчаников и темно-серых алевролитов. Выше наблюдается монотонная аргиллито-алевролитовая толща мощностью до 1000 м [7]. Такой тип разреза мангалейской свиты характерен для большей части описываемой территории.

На западе Верхнеамурского прогиба (бассейн р. Секаниха) мангалейская свита имеет более грубообломочный состав. В низах разреза (85 м) присутствуют конгломераты валунно-разногалечные и песчаники разнозернистые. Обломочный материал конгломератов представлен гранитами, квар-

цитами, кварцем, известковисто-терригенными породами, гнейсами, сланцами. Заполнитель имеет аркозовый и граувакко-аркозовый состав. Для средней части свиты (245 м) характерны песчаники средне-, мелкозернистые, тонкопереслаивающиеся с песчанистыми алевролитами и аргиллитами. С постепенным поглубением песчаники переходят в пачку (40 м) конгломератов разногалечных. Верхняя толща (600 м) сложена ритмично переслаивающимися алевролитами, граувакковыми песчаниками, дресвяниками и аргиллитами [325].

Для пород мангалейской свиты характерны высокие коэффициенты концентрации Pb, Zn, Cu, Co, Ba, Ni, V, Sc, La, Li, Ce [611].

Из средней части стратона собраны ядра двустворчатых моллюсков *Oxytoma* sp., *Mytiloceramus* ex gr. *retrorsus* Keys., что позволяет отнести мангалейскую свиту к средней юре [7]. В современном представлении возраст отвечает нижней части ааленского яруса – зоне *Mytiloceramus priscus*, прослеживающейся по всему Верхнему Приамурью [229].

Долохитская свита (*J₂dl*) обнажается в крыльях крупной синклинальной структуры широтного простирания, которая прослеживается от левобережья р. Мал. Ольдой до верховьев р. Бол. Лохмаки. Свита выделена при ГС-50 [543], ее стратотип расположен по р. Долохит (бассейн р. Ольдой). Мощность 400–1100 м. Разрез имеет двучленное строение. Нижняя часть (590 м) сложена разнозернистыми песчаниками и алевролитами, часто углистыми, мощности слоев и прослоев которых меняются в широких пределах – от первых миллиметров до нескольких метров. В южном крыле синклинали преобладают алевролиты, в северном – алевролиты и песчаники находятся примерно в равных количествах. В северном крыле зернистость песчаников крупнее. Верхняя часть разреза (515 м) по своему составу и строению очень близка к нижней, но помимо песчаников и алевролитов в ее строении участвуют туфогенные конгломераты и гравелиты, слагающие горизонт мощностью 80 м в северном крыле и 15 м – в южном. Туфы риодацитов образуют единичные линзы или невыдержанные прослои (5–10 м) в верхах разреза (бассейн рек Долохит, Крестовка).

Нижняя граница свиты не установлена. Контакты с более древними породами – тектонические. Долохитская свита с размывом перекрывается стрелкинской и содержит в нижней части разреза отпечатки пелеципод, характерные для аалена: *Dacriomya Subjakutica* Polub., в верхней части – среднеюрские фаунистические остатки: *Meleagrinnella* (?) sp., *Arctis* (?) sp. ind., *Liostrrea* (?) sp. ind.

Тымагерская свита (*J₂tm*) отличается от нижележащих свит туфогенно-терригенным составом и сложена туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами, туфоконгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами. Выделена К. К. Анашкиной [325] в пади Тымагер (приток р. Аргунь), где находится ее стратотипический разрез. Свита распространена вдоль левого берега нижнего течения р. Аргунь и верховьев р. Амур от р. Жегдоча до р. Амазар. Стратон характеризуется двучленным строением. Нижняя туфогенная часть является маркирующим горизонтом (400–450 м) и в стратотипическом разрезе сложена псаммито-алевритовыми туффитами и туфоалевролитами с прослоями мелкозернистых песчаников и конглобрекчий. Пирокластический материал

имеет дацитовый, андезитовый, реже трахитовый состав. Верхняя часть (800–1000 м) стратотипического разреза сложена аргиллитами и алевролитами с редкими маломощными прослоями мелко- и среднезернистых песчаников. В основании слоев песчаников нередко присутствуют «карманы размыва», выполненные сингенетическими брекчиями. Строение тымагерской свиты в большей части прогиба выдержанное, и только на западе отмечается поглубение осадков: в низах появляются прослои мелкогалечных туфоконгломератов, которые перекрываются аркозовыми дресвянистыми песчаниками и конгломератами. В составе галек присутствуют кварциты, эффузивы, гранитоиды [7, 325].

В отложениях свиты повышено содержание Cu, Co, Ti, Ni, Sn, Cr, Li, Ce. Для алевролитов характерны высокие (0,8–0,9) значения коэффициентов корреляции следующих элементов: Sc–Nb–Be–Pb–Cu, Ba–Zn–Mn–Ti, Sn–Zn, Y–Yb [389, 611].

Остатки моллюсков в низах разреза (определение Л. В. Сибиряковой) – *Mytilocerasmus* cf. *quenstedti* (Pöel.), *M.* ex gr. *elegans* (Koschel.), *Cardinia* sp., *Arctotis lenaensis* L a h. характерны для ааленского–батского ярусов. Поскольку в перекрывающей булейской свите содержатся окаменелости нижнего байоса, возраст тымагерской свиты принимается верхнеааленским [229, 242]. Стратон коррелируется с зоной *Mytilocerasmus obliquus*, прослеживающейся по всей территории Дальнего Востока [9, 229].

Ааленский–байосский ярусы

Ошурковская свита ($J_2o_{\text{э}}$) слагает значительные площади в северной и центральной частях Верхнеамурского прогиба. Впервые она выделена А. И. Фрейдиным в 1960 г. Названа по ключу Ошуркова (правый приток р. Бол. Невер), вблизи устья которого описан ее стратотип. Свита имеет двучленное строение [363, 635 и др.]. В нижней части разреза (более 500 м) преобладают мелко-, тонкозернистые песчаники, содержащие прослои алевролитов и аргиллитов, а также пачки ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов (правобережье р. Ольдой). В подошве – линзовидные пласты ненасыщенных конгломератов с уплощенной галькой алевролитов. Выше по разрезу (450–1700 м) наблюдаются алевролиты, часто известковистые, среднезернистые полимиктовые песчаники, реже аргиллиты, отмечаются линзы конгломератов и гравелитов, реже известняков. Аргиллиты и алевролиты обогащены углистым материалом. В междуречье Мал. и Бол. Невер–Керак, в бассейнах рек Керак и Ангариц для верхней части разреза свиты характерно ритмичное флишоидное переслаивание серых и темно-серых туфогенно-известковисто-терригенных пород различной зернистости. В низах этой части разреза макроритмы мощностью 50 м представлены чередованием участков с грубой (слои туффитов – 1–5 м, алевролитов – не более 10 см) и тонкой (мощность слоев и слоев соответственно 10–30 и 3–10 см) ритмичностью. Туффиты грубых ритмов вмещают линзы ненасыщенных известковистых туфоконгломератов (не более 1 × 5 м), содержащих гальки алевролитов с растительным детритом. Выше по разрезу в макроритмах уменьшается мощность слоев (до первых десятков сан-

тиметров для туффитов и первых сантиметров для алевролитов), исчезает грубообломочный материал. В количественном отношении преобладают туффиты, в средней части появляются прослои (30–50 см) пепловых туфов дацитов. В верхах разреза преобладают алевролиты.

Мощность отложений свиты 1000–2200 м.

В дресвянистых туфопесчаниках с пепловым цементом кластический материал, наряду с песчаниками, андезитами и их туфами, представлен в значительной степени филлитами, микрокварцитами, лейкократовыми гранитами, турмалином и андалузитом. Кроме того, в составе обломочного материала встречаются фосфориты и фюзеновые угли, иногда в сростании с волокнистым халцедоном. Кластический терригенный материал туффитов представлен кварцем, калишпатом, различными эффузивами, а также метаморфическими сланцами и филлитами. В их пепловой составляющей преобладают кристаллокласты кварца, полевых шпатов и слюд, реже присутствуют витрокласты и обломки миндалин. Кальцитовый цемент туффитов диагенетически замещается сидеритом. Песчаники мелкозернистые полимиктовые серые и темно-серые. На поверхности их напластования иногда встречаются грубые гиероглифы. Для алевролитов характерны частые знаки ряби, трещины усыхания, комковатая текстура, наличие неопределимого растительного детрита, конкреций марказита и, иногда, следы дождевых капель.

В нижних слоях свиты в верховьях руч. Тупик Усманка и в районе ж. д. разъезда Керак обнаружены *Mytiloceramus provincialis* (Kosch.) (переопределение И. И. Сей), *M. sp.*, *Tancredia subtilis* Lah., *Aguilerella sp.* и устрицы (определения Л. В. Сибиряковой). По мнению И. И. Сей, горизонт с *Mytiloceramus provincialis* соответствует верхам аалена–низам байоса. В верхних слоях нижней части свиты в бассейне среднего течения р. Ангарич встречены брахиоподы *Cymatorhynchia cf. humilis* Buckm., *Costirhynchia cf. humilis* Buckm., *C. cf. shiptonensis* Buckm., *Rhynchonella cf. varians* Schloth. и *Rh. cf. perdis* Sness. (определения Н.П.Ромашкиной), соответствующие низам средней юры [454]. Здесь же встречены [641] пеллециподы *Aguilerella sp.* № 1, *Ag. sp.* № 2, *Arctica cf. humiliculminata* Zakh., *Tancredia donaciformis* Lycett, *T. cf. magna* Kosch., *Camptonectes broenlundi* Ravn., *Arctotis sp.*, *Musculus sp.*, *Homomya sp.*, а также устрицы, гастроподы и белемниты. По мнению И. И. Сей, отложения, содержащие этот комплекс мелководных морских пеллеципод, принадлежат к верхнему байосу. Отмечаются растительный детрит (хвоя?), плохо определимые пеллециподы и личинки насекомых(?). Палинокомплекс характеризуется преобладанием спор над пылью.

Аален-байосский возраст свиты определяется комплексом морских пеллеципод и брахиопод. Соседство в единых фаунистических выборках таксонов, которые принято считать разновозрастными (например, брахиопод нижней части средней юры и верхнебайосских пеллеципод) [641], наряду с пестрым по составу флишоидным разрезом ошурковской свиты, объясняется тектонически нестабильными условиями осадконакопления и, как следствие, наличием широко проявленных при этом микроползневых процессов. Состав кластического материала свидетельствует о близости вулканических построек. В целом состав и строение разреза ошурковской свиты, распределение в нем различных форм органических остатков свиде-

тельствуют о постепенном обмелении морского бассейна вплоть до его временного осушения [641].

Байосский ярус

Цангинская и булейская свиты ($J_2cn + bl$) в силу некартографируемых размеров на карте показаны объединенными. Они составляют два сопряженных макроритма: трансгрессивный и регрессивный. Свиты распространены в районе слияния рек Шилка и Аргунь и в бассейне р. Амазар [325].

Булейская свита сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами. В стратотипическом разрезе по левобережью р. Амазар, ниже устья р. Булей на тымагерской свите залегает толща (900 м) переслаивающихся между собой алевролитов и крупно-, мелкозернистых песчаников с галькой алевролитов, дресвой аргиллитов. Она перекрывается ритмично перемежающимися (800 м) алевролитами, аргиллитами, реже мелкозернистыми песчаниками. В районе слияния рек Шилка и Аргунь, в низах разреза свиты отмечаются линзы разногалечных конгломератов и пачки разнослоистых алевропесчаников с текстурами взмучивания; в верхах преобладают песчаники и несортированные породы с прослоями конгломератов и гравелитов [7, 325].

Согласно залегающая выше *цангинская свита* представлена аргиллитами, алевролитами, песчаниками с линзами конгломератов. Низы ее выполнены толщей (800–1000 м) монотонных черных аргиллитов, реже алевролитов с редкими прослоями песчаников светло-серого цвета мощностью до 0,5 м. Породы массивные и микрослоистые, иногда пятнистые. Выше залегают (250 м) среднезернистые массивные серые песчаники с редкими линзами конгломератов [7, 325].

Для отложений булейской свиты наблюдается повышенное, относительно кларков, содержание Li, Ce, Co, Ag, Sb, W, Bi. Отмечаются хорошие корреляционные связи между элементами: в алевролитах Sn–Zn–Cu; Cr–V (0,6–0,8 ед.), в песчаниках Y–Yb–Sc; Mn–Ti–Nb–La; Ga–Pb (0,6–0,9 ед.) [389, 611].

Из разреза булейской свиты [229, 242] определены остатки моллюсков *Mytiloceras* cf. *retrorsus* Keys., *M. tongusensis* Lah., *M. lucifer* Eichw., *M. formosulus* (Vor.), *M. cf. ussuriensis* (Vor.), *M. jurensis* (Koschel.), *Oxytoma* cf. *munsteri* Goldf., *Ox. cf. jacksoni* Pompr., *Arctotis* cf. *lenaensis* Lah., *Arkelloceras* cf. *mclearnii* Freib. и др., отвечающие раннебайосским зонам: по аммонитам – *rkelloceras tozeri*, по двустворкам – *Mytiloceras jurensis* и *Mytiloceras lucifer* [9].

В низах цангинской свиты обнаружены аммониты *Arkelloceras* cf. *mclearnii* Freib. (зона *Arkelloceras tozeri*) и *Chondroceras* (*Defonticeras*) sp.; двустворчатые моллюски *Oxytoma* sp., *Ostrea* sp., *Mytiloceras* *retrorsus* Keys. и др., позволяющие датировать вмещающие отложения второй половиной раннего байоса. Верхи разреза, неохарактеризованные фаунистически, условно отнесены к началу позднебайосского времени [9, 242].

Верхнегазимурская свита (J_2vg), выделяемая на изучаемой территории впервые, представлена конгломератами, конгломерато-брекчия-

ми, прослоями песчаников и аргиллитов. Она слагает разрозненные выходы на левобережье нижнего течения р. Аргунь в районе ее притоков Лугокан, Кулинда и Жиргода. В составе кластического материала преобладают породы, подстилающие свиту.

В междуречье Мельничная—Лугокан стратон залегает на гранодиоритах палеозоя с базальным горизонтом (100 м) конгломерато-брекчий, которые сменяются (1000 м) конгломератами с прослоями полимиктовых песчаников и аргиллитов. В верховьях рек Лугокан, Джелир, Асимун отложения подвергнуты интенсивному дислокационному метаморфизму с повсеместным расщеплением, будинированием прослоев и перекристаллизацией. Гальки в конгломератах деформированы и приобретают веретенообразную или линзовидную форму. Обломочный материал представлен разнообразными гранитоидами, карбонатными породами, кварцем, песчаниками, измененными вулканитами, сланцами и сцементирован углеводородизированным материалом [624, 274].

В бассейне р. Жиргода в основании свиты (300 м) залегают мелкогалечные карбонатные конгломераты с прослоями грубозернистых карбонатных песчаников и гравелитов, в средней части (780 м) — конгломераты среднекрупногалечные. Завершают разрез (690 м) кварцево-карбонатные песчаники, переходящие в мелкогалечные конгломераты. В верхней части разреза нижнего течения р. Жиргода отмечаются конгломераты разногалечные до валунных. Верхнегазимульская свита с несогласием залегает на существенно карбонатных отложениях девона. Обломочный материал состоит из подстилающих известняков, реже песчаников, сланцев, кварца, кварцитов и сильно измененных вулканитов, сцементированных карбонатным и карбонатно-кремнистым материалом [277, 660]. Мощность свиты от 1100 до 1200 м.

На основании сходства строения и состава описываемые образования отнесены к верхнегазимульской свите, широко развитой к западу в Аргунской зоне [47], где она с несогласием залегает на раннебайосских образованиях и с несогласием же перекрывается эффузивно-осадочными породами средней—верхней юры. По положению в разрезе свита датирована средней юрой (условно поздним байосом—ранним батом). Отложения свиты соответствуют континентальной молассе и фиксируют смену этапов осадконакопления морского режима континентальным.

Могочинская свита (J_2mg) сложена конгломератами, конгломерато-брекчиями, дресвяниками, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

Основная часть отложений выполняет одноименный прогиб, большая часть которого расположена на примыкающей с запада территории (лист N-50, третье поколение). В низах разреза преобладают конгломераты средне- и мелкогалечные с прослоями песчаников, а в верхней части преобладают песчаники, алевролиты и аргиллиты. В гальках могочинских конгломератов установлены эффузивы чичатской свиты, гранитоиды позднепермского амнанского и раннетриасового нерчуганского комплексов [452, 484, 514].

Основание свиты на правом борту р. Солонцовая (левый приток р. Амазар) сложено (100 м) валунно-галечными конгломератами с мало-мощными прослоями гравелитов и крупнозернистых песчаников. Разрез

наращивается (900–1000 м) пачками переслаивания песчаников и алевролитов с переменным преобладанием наслаивающихся компонентов.

Мощность свиты составляет 1100 м.

Отложения отвечают формации континентальной молассы.

Содержания элементов-примесей в породах стратона близки к кларкам.

В песчаниках и алевролитах Могочинской впадины В. А. Вахрамеевым и И. Н. Сребродольской определен комплекс палеофлоры: *Equisetites* aff. *beanii* (Bunb.) Sew., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Br., *C. bartonecii* Rascib., *Gonatostrobos sphenopteroides* Brick., *Phoenicopsis* ex gr. *speciosa* Heer, *Czekanowskia* ex gr. *setacea* Heer, свидетельствующий о среднеюрском возрасте свиты.

Батский ярус

Усманковская свита (J_2us) выделена П. П. Емельяновым в 1959 г. [254] вдоль Транссиба между станциями Сковородино и Невер на р. Усманка. В составе усманковской свиты преобладают песчаники, в средней части разреза слабоизвестковистые, с обугленными обломками древесины и стеблей растений. Менее распространены туфогенные «узорчатые» песчаники. Алевролитистые песчаники, алевролиты и аргиллиты образуют редкие маломощные прослои (13–30 м) и существенной роли в общем строении свиты не играют. Линзы и прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов отмечаются в базальных горизонтах (5–120 м) свиты, представленных грубо- и среднезернистыми песчаниками.

Мощность отложений 500–2000 м.

Песчаники полимиктовые мелко- и среднезернистые, содержат в обломочном материале разнообразные осадочные породы, базальты, граниты и пегматиты, а также большое количество рудных минералов в составе аксессуарных. Реже встречаются аркозовые разновидности. Слабоизвестковистые песчаники содержат до 5 % кальцита в цементе. При выветривании они покрываются железисто-известковистым налетом. Отмечены известковистые песчаники-ракушняки с обильными остатками раковин пелеципод [635]. Туфогенные «узорчатые» песчаники выделяются пестрой зеленовато-бурой расцветкой. Для всех пород характерен обильный растительный детрит. В хорошоокатанных гальках и валунах размером до 1 м в составе конгломератов преобладают черные алевролиты, иногда с растительным детритом. Реже встречаются гальки кварца и кремнистых пород.

Свита со стратиграфическим и структурным несогласием залегает на различных горизонтах юры и более древних породах [363, 524, 635 и др.]. Отмечается и согласное налегание мелкозернистых песчаников усманковской свиты с модиолусами (24,7-й км Рейновской ж. д.) на песчаных алевролитах с комплексом ошурковских двустворок [641]. Усманковская свита без видимого несогласия перекрывается ускалинской с пресноводной фауной ферганоконх.

Батский возраст отложений определяется по установленному в стратотипе комплексу пелеципод, а также по находкам *Modiolus* (*Strimodiolus*) *strajeskianus* (Orb.), *Mactromya* sp. и *Unicardium* ex gr. *mactroides* Agassia в

породах свиты на остальной территории. Пелециподы определены в разное время Л. В. Сибиряковой, З. Д. Москаленко, Р. Т. Хоменко и И. И. Сей. В отложениях свиты в устье р. Невен Н. П. Саврасовым в 1934 г. был зафиксирован единственный случай находки ископаемого моллюска *Arctocephalites* sp. (определение К. М. Худолея) отряда аммонитов, более нигде в пределах юрских образований Верхнеамурского прогиба не встреченных. Эта родовая форма была впоследствии переопределена И. И. Сей как *Umlalites?* sp. уровня верхнего бата–нижнего келловея. По особенностям литологического и фаунистического составов, а также по частым находкам растительного детрита усманковская свита относится к отложениям морского мелководья, сформированным в период относительной стабилизации тектонического режима.

Ускалинская свита (*J₂uk*) [450] наращивает разрез юрских отложений в Верхнеамурском прогибе. Впервые она выделена З. Д. Москаленко и А. И. Фрейдиным в 1964 г. на правом берегу р. Ускали (ныне р. Половинка). Свита сложена серыми алевролитами в линзовидном или тонком переслаивании с мелко-тонкозернистыми песчаниками. Отмечаются мелко- и среднезернистые известковистые песчаники, а также мелкозернистые туфопесчаники. В верховьях р. Половинка встречаются единичные слои пепловых туфов дацитов. В западной части листа в средней части разреза присутствуют линзы каменных углей мощностью до 2 м и протяженностью до 3 м. Мощность отложений 1400–1850 м.

Для пород ускалинской свиты характерен буровато-серый цвет желтовато-зеленоватых «табачных» оттенков, существенно кварц-полевошпатовый состав, мелко- и тонкозернистая структура. Линзовидная слоистость обусловлена чередованием слоев различной зернистости, крайней неравномерной сортировкой кластического материала и частым присутствием линз гематита и лейкоксена, составляющих до 5–20 % объема породы. Иногда отмечаются линзовидные скопления мелкообломочного циркона (до 3 %), трассирующие, вероятно, волноприбойную зону древних пляжей. Происхождение линз гематита и лейкоксена связано, очевидно, с привнесенными вулканогенными продуктами из Восточного Забайкалья и Китая, активизационно-вулканические процессы на территории которых были синхронны образованию ускалинской свиты в пределах Верхнеамурского прогиба. Пепловый материал туфов псаммитовой размерности, представлен игольчатыми и рогульчатыми кристаллокластами кварца и кислого плагиоклаза и кручеными чешуями биотита, интенсивно замещенного вторичными минералами. Примесь аналогичного материала содержится и в туфопесчаниках. По результатам пробирного анализа золото в песчаниках и алевролитах свиты содержится в кларковых концентрациях – от 0,0013 г/т на р. Топака и 0,0015 г/т на р. Половинка до 0,0048 г/т на р. Невен (средние значения по 6–10 пробам).

Ускалинская свита согласно залегают на усманковской в стратотипическом разрезе последней в устье р. Усманка, где на мощный слой серых среднезернистых песчаников с морской фауной налегает горизонт алевролитов с пресноводными пелециподами *Ferganoconcha* sp., и согласно перекрывается осежинской свитой.

Нижние слои ускалинской свиты содержат пресноводную фауну и мелководную морскую, что указывает на палеофациальные условия перехода от

моря к континенту: кроме *Ferganoconcha* sp., в пределах всей территории в низах свиты встречены пресноводные пелециподы *Ferganoconcha sibirica* Tschern., *F.* sp. (определения А. Н. Олейникова), морские пелециподы *Tancredia donaciformis* Lyc., *Arctica* sp., *Gresslya* sp. (определения Р. Т. Хоменко) и брахиоподы.

Средняя часть ускалинской свиты, с развитыми в ней известковистыми песчаниками, содержит только морскую фауну — пелециподы *Modiolus* (*Strimodiolus*) cf. *czekanowskii* (Lah.), *M.* (*St.*) *solenoides* (Mor. et Lyc.), *Meleagrinnella* sp., *Mytilus* sp., *Tancredia* ex gr. *donaciformis* Lyc., *T.* sp., *Unicardium* cf. *laevigatum* Zakh., *U.* sp., *Astarte* ex gr. *aalensis* Quenst. (определения Р. Т. Хоменко, Л. В. Сибиряковой) и гастроподы *Pleurotomaria* sp. (определение Л. В. Сибиряковой).

Верхние слои свиты вновь характеризуют условия перехода от моря к континенту. В верховьях рек Ульдугич и Ангарич в них содержится следующая ископаемая фауна: морские пелециподы *Aguilerella* sp., *Meleagrinnella* ex gr. *ovalis* (Phill.), *Modiolus* (*Strimodiolus*) sp., *Pseudomytiloides* sp., *Tancredia donaciformis* Lyc., *Arctica* cf. *humiliculminata* Zakh., *A.* sp., *Camptonectes* cf. *aurites* (Scholtz.), *C.* cf. *broenlundii* Ram., *Pleuromya elongata* (Goldf.), *P.* cf. *uniformis* (Sow.), *Isocyprina* sp., *Grammatodon* sp., *Gresslya* sp., *Thracia* sp., *Anisocardia* sp., *Liostraea* sp., (определения Л. В. Сибиряковой, Р. Т. Хоменко, И. И. Сей); брахиоподы *Rhynchonellidae*; белемниты и гастроподы; пресноводные пелециподы *Ferganoconcha anodontoides* Tschern., *F.* sp., *Unio* sp. (определения А. Н. Олейникова); конхостраки *Glyptoasmussia* aff. *khinganensis* (Kob.), *Gl.* sp., *Sphaeresteria rampoensis* (Kob.) (определения Е. К. Трусовой).

В водораздельной части рек Мудичи и Минау в аналогичном горизонте собраны морские пелециподы *Pleuromya* sp., *Camptonectes* sp. (определения И. И. Сей) и пресноводные пелециподы *Ferganoconchidae* и *Unio* sp. (определения А. Н. Олейникова).

На правобережье р. Ульдугич (Албазинский) встречены пресноводные гастроподы *Bithynia* sp. (определение А. Н. Олейникова). Кроме того, в верховьях руч. Буреломный (левого притока р. Буринда) из алевролитов верхней части свиты получен палинологический комплекс плохой сохранности с преобладанием спор *Leiotriletes* spp., *Cyathidites minor* Coup., *Tripartinia variabilis* Mal., *Osmundacidites magnus* Schug., *O. cingulatus* E. Sem., *Duplexisporites gyratus* Schug., *D. anogrammensis* (K.-M. et Bolch.) Schug. и *Acanthotriletes inferus* Naum. Здесь же отмечена пыльца *Ginkgocycadophytus* spp. и двухмешковых хвойных *Coniferales*. По заключению В. С. Маркевич, накопление осадков, содержащих этот палиноспектр, происходило в среднеюрское время.

Батский возраст описываемых образований определяется комплексом морских пелеципод, который является руководящим и для усманковской свиты. Находки в отложениях ускалинской свиты среднеюрской пресноводной фауны пелеципод и конхостраки и определенный здесь же среднеюрский палиноспектр не противоречат этому возрастному уровню.

Келловейский–оксфордский ярусы

Осежинская свита (J_{2-3os}) [363, 366, 406 и др.] согласно залегает на ускалинской. Впервые свиту описала М. С. Нагибина в 1958 г. в береговых обнажениях р. Осежина [254]. В ее составе преобладают песчаники, среди которых выделяются известковистые, сидерит-известковистые, сидеритистые и туфогенные. Разрез имеет трехчленное строение. Нижняя часть (590–850 м) сложена преимущественно разнозернистыми, часто известковистыми, песчаниками аркозовыми и полимиктовыми с редкими прослоями алевролитов, в том числе известковистых, и туфопесчаников. Сидеритистые туффиты образуют единичные прослои. В основании свиты отмечается горизонт грубозернистых песчаников с линзами гравелистов и конгломератов. В средней части (300–970 м) наблюдается переслаивание песчаников, часто сидеритистых мелко-, средне- и крупнозернистых и алевролитов, в том числе сидеритистых. Отмечаются прослои мелко-среднезернистых песчаников, аргиллитов, углисто-глинистых и известково-глинистых сланцев, сидерит-известковистых туффитов и конгломератов. В верхах свиты (450–900 м) преобладают мелко-среднезернистые песчаники, иногда известковистые, туфопесчаники, содержащие редкие маломощные прослои алевролитов, углисто- и известково-глинистых сланцев. Мощность отложений 500–2250 м. По простиранию состав пород достаточно выдержан.

Сидеритистые туфопесчаники и песчаники имеют характерный сиреневато-серый, в выветрелом состоянии – бурый цвет за счет замещения сидерита гидроокислами железа. Сидерит является продуктом замещения кальцитового цемента в процессе диагенеза отложений свиты. Туфогенная составляющая пород осежинской свиты представлена примесью кристаллокластов кварца, полевых шпатов и биотита псаммитовой размерности и витрокластов среднего состава. Полевые шпаты в кристаллокластах водянoproзрачные и, как правило, сохраняют фрагменты граней кристаллов. Биотит бурый, в резко удлинённых (до 1–2 мм длиной) чешуях. Обогащенность песчаников биотитом видна макроскопически и может служить, наряду с их карбонатностью и сиреневатой окраской, картировочным признаком. Для песчаников и туфопесчаников характерна хорошая сортированность по размеру обломочного материала, что вызвано, очевидно, их формированием в волноприбойной зоне мелководья. Наличие в псаммитовом материале метаморфических сланцев чаловской серии, тонкообломочных осадочных пород, гранитов и пегматитов, а в составе аксессуаров – граната, турмалина и эпидота свидетельствует о том, что область сноса келловей-оксфордского субконтинентального бассейна располагалась в непосредственной близости от береговой линии.

Песчаники, по данным пробирного анализа, содержат золото в кларковых концентрациях – от 0,0019 г/т в бассейне р. Буринда (среднее по 11 пробам) до 0,0026 г/т в бассейнах рек Бургали, Алма и Челбучи (среднее по 6 пробам). По отношению к кларкам песчаники отличаются повышенными концентрациями V, Be, Ba, Mn, Mo, Co и Ni, а также Sn, Cu, Pb и Zn.

Содержания последних от 5 до 20 раз превышают кларковые. Значительно меньше кларков содержания Y и Zr. К выходам осежинской свиты пространственно приурочены вторичные геохимические ореолы рассеяния меди на правом берегу р. Буринда, шлиховые ореолы самородного олова и касситерита.

В экзоконтактах массивов гранитоидов раннемелового верхнеамурского комплекса породы свиты слабо ороговиковываются с образованием гранобластовых агрегатов кварца и агрегатов мелкочешуйчатого зеленовато-бурого биотита, тремолита и гидроокислов железа.

Время формирования отложений осежинской свиты устанавливается как келловей–оксфорд на основании находок морских и пресноводных пеллеципод: *Buchia*(?) sp. (cf. *concentrica*) (Sow.), *Artrica syssolae* (Keys.), *Limnocyrena* (?) *kulindensis* Mart., позднеюрской флоры: *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *C. hymenophylloides* Brongn., *C. sp.*, *Pityophyllum* sp., *Cladophlebis* cf. *wasilewskae* Vachr., *Carpolites* sp., *Butefia burejensis* (Pryn.) E. Lebedev, *Raphaelia diamensis* Sew., *Baiera* cf. *ahnertii* Krysh., *Czekanowskia* ex gr. *rigida* Heer, *Podozamites lanceolatus* Z. et H. и присутствия в верхней части разреза оксфорд–кимериджского белемнита и позднеюрских папоротников *Raphaelia stricta* Vachr.

Наличие морской и пресноводной биоты в породах свиты в совокупности с сидеритовым и сидерит-известковистым цементом преобладающих в ее составе песчаников свидетельствует о восстановительных условиях осадконакопления в пределах застойных мелководных лагун. Укрупнение размерности обломочного материала и изобилие растительного детрита в отложениях приустьевой части р. Буринда указывают на близость прибрежных частей палеобассейна с присутствием аллювиально-пролювиальных фаций.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Оксфордский–кимериджский ярусы

Толбузинская свита (*J₃tl*) [363, 366, 406 и др.] выделена М. С. Нагибиной в 1952 г. у с. Толбузино. Она сложена разнотекстурными песчаниками полевошпат-кварцевого, полимиктового и аркозового составов, часто с сидеритовым цементом, туфопесчаниками, галечными конгломератами, алевролитами с прослоями и линзами туффитов сидеритистых, углистых алевролитов, пластами каменных углей. Отмечаются конкреции сидерита и известковистость пород. В районе с. Бейтоново в составе свиты присутствует маломощный (до 1 м) слой туфов трахириолитов, а в Перемыкинском кривуне р. Амур — линзы туфоалевролитов. Пласты каменных углей сложнопостроенные, с раздувами и пережимами от 0,03 до 1,3 м, многократно переслаивающиеся с углистыми алевролитами, алевролитами и песчаниками. Наблюдаются по всем разрезам, но тяготеют в основном к его нижней и верхней частям, пространственно ассоциируя с туфопесчаниками и туффитами. Некоторые из них имеют рабочую мощность. В базальном горизонте (50 м) переслаиваются крупногалечные конгломераты (мощ-

ность прослоев 5–10 м) и крупнозернистые песчаники (0,1–3 м). В северо-западном направлении увеличивается роль песчаниковых пород и уменьшается угленасыщенность осадков. Мощность 850–2600 м. Отложения толбузинской свиты относятся к озерно-болотной фации и фации старичных озер.

Для песчаников и туфогенных псаммитовых пород свиты характерен серый, темно-серый цвет, при выветривании переходящий в бурый. Окраска обусловлена постоянной примесью в цементе тончайшей пыли углестого вещества. В обломочном материале преобладают микрокварциты, филлиты, серицит-кварцевые сланцы и разнообразные осадочные породы, в том числе и угли нижележащих слоев свиты. В береговых обнажениях Амура выше с. Осежино отмечаются конкреции яйцеобразной формы, до 10 см по длинной оси, сложенные криптозернистым сидеритом с примесью (до 10 %) кластических зерен кварца пелитовой размерности. В конгломератах присутствуют гальки лейкократовых гранитов и метариолитов. Окатанность галек в конгломератах средняя, что свидетельствует о небольшой протяженности позднеюрских рек. В обломочном материале крупнозернистых псаммитовых пород изредка встречаются фельдшпатиты и щелочные базальты с характерной вариолитовой структурой основной массы, а также обломки кварца с включением топаза. Для туфогенных разновидностей пород, кроме обилия оскольчато-рогульчатых кристаллокластов, характерно постоянное присутствие вулканических стекол: средних и основных – в нижней части свиты и кислых – в верхней. Угли относятся к клареновому типу с витренизированной основной массой, включающей большое количество мелких обломков каолинита. Угли содержат в гумусовой массе до 77,5 % глинистых частиц, пирита и окислов железа, гумусированных спор растений. Сапропелевое вещество отсутствует [465]. Для пород толбузинской свиты характерно повышенное содержание Mo, Be, Cu, Pb, Zn, Ba, V, Co, Ni, Ga, Sc.

В устьях рек Буринда и Ульдугичи к толбузинской свите приурочено повышение гамма-поля урановой природы (свыше 4×10^{-4} % U при 8×10^{-4} % Th), связанное, вероятно, с выходами углей верхней части свиты.

В экзоконтактовой зоне позднеюрских гранитоидов магадачинского комплекса породы свиты ороговикованы в мусковит-роговиковой фации.

Толбузинская свита согласно залегает на фаунистически охарактеризованной келловей-оксфордской осежинской свите и согласно перекрывается перемыкинской свитой берриасского возраста. Она содержит исключительные разнообразные остатки растительности влажного внеэкваториального субтропического климата, свидетельствующие о расцвете папоротников, цикадофитов, чекановские, гинкговых, хвойных рода *Pityophyllum* в это время. Только для этой свиты и пограничных с ней позднеюрских слоев осежинской свиты в пределах Верхнеамурского прогиба характерны *Equisetites*, образующие иногда монотаксонные ориктоценозы в отложениях толбузинской свиты. Только в ней встречены многие виды растений: *Coniopteris maakiana* (Heer) Pryn., *C. saportana* Heer, *C. concinna* (Heer) Dobrusk., *Cl. cf. sangarensis* Vachr., *Pterophyllum* ex gr. *sensinavianum* Heer, *Nilssonia acutiloba* (Heer) Pryn., *N. schauburgensis* (Dunker) Nath., *Macrotaeniopteris* sp. (*Nilssoniopteris* cf. *ovalis* Samyl.), *Sphenobaiera czekanow-*

skiana (Heer) Fl., *Sph. longifolia* (Pom.) Fl., *Phoenicopsis speciosa* Heer. Несмотря на полное отсутствие находок фауны, по комплексу признаков уверенно определяется оксфордский–кимериджский возраст свиты: соотношения с подстилающими и перекрывающими отложениями, находки в ее нижней части средне-позднеюрских *Raphaelia diamensis* Sew., *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *Butefia burejensis* (Pryn.) E. Lebed. и позднеюрских *Raphaelia stricta* Vachr., а в верхах – средне-позднеюрских *Pseudotorellia ensiformis* (Heer) Dolud. и присутствие в верхней части разреза палинокомплекса, соответствующего, по заключению В. С. Маркевич, титонскому времени.

Укурейский комплекс трахидацит-трахириолитовый

Укурейская свита (J_3uk) слагает центральную часть хребта Джелтулинский Становик. Ранее эти отложения относились к нюкжинской свите со стратотипом, расположенным в верховьях р. Мал. Нюкжа. В настоящее время нюкжинская свита аннулирована, так как в нее были объединены разновозрастные образования [421, 452]. Свита представлена вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами: трахириолитами, риолитами, дацитами, трахидацитами, андезитами, трахиандезитами, трахиандезибазальтами, их туфами, туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами, часто углистыми. Отложения фациально невыдержаны [521, 561].

Нижняя часть разреза сложена вулканитами среднего состава. В верхней части преобладают кислые разности. Вулканогенно-осадочные породы удалены от эффузивных, но по составу туфового материала полностью им соответствуют. Углистые туфоалевролиты приурочены к нижней части разреза. Экструзивные образования выделены на водоразделе рек Бол. Кенгурак–Долышма и сложены дацитами, их туфами и андезитами [450]. Мощность свиты 150–600 м.

Породы среднего состава характеризуются примерно равным отношением натрия и калия, высоким содержанием магния [537]. Постмагматические изменения выражаются в слабой пропилитизации андезитов, слабой аргиллизации кислых вулканитов, на отдельных участках отмечаются вторичные кварциты [364].

Возраст укурейской свиты обоснован тем, что она с размывом залегает на раннетриасовых вулканитах десовской свиты, прорвана позднеюрскими субщелочными гранитоидами амуджиканского комплекса. В вулканогенно-осадочной толще собраны растительные остатки и отпечатки насекомых: *Raphaelia* cf. *diamensis* Sew., *Phoenicopsis speciosa* Heer, характерных для поздней юры. Изотопный возраст вулканитов свиты изменяется в пределах 127–179 млн лет.

Субвулканические образования – трахидациты ($\tau\zeta J_3uk$) являются комагматичными породам укурейской свиты. Они представлены дайками и двумя телами в междуречье Бол. Кенгурак–Хайкта. Тела имеют неправильную форму, площадь выхода на поверхность не более 5 км², северо-восточное простирание, реже северо-западное. Падение контактов кру-

тое — 60–70°. Мощность даек не превышает 10 м, а протяженность первые сотни метров. Из-за малых размеров дайки не показаны на карте. Субвулканические трахидациты характеризуются средне- и мелкопорфировыми, афировыми, флюидалными текстурами. Фенокристаллы представлены полевыми шпатами, редко кварцем. Темноцветные минералы, как правило, разложены и замещены охрами. Возраст субвулканических образований укурейского комплекса принят в соответствии с возрастом одноименной свиты.

С комплексом парагенетически связано золотое и серебряное оруденение золото-серебряной формации.

Нерчинский комплекс трахиандезит-риолитовый

Нерчинская серия (J_3nr), сложенная вулканогенно-осадочными образованиями, ассоциирует с интрузиями нерчинского и амуджиканского комплексов. Она выделена [239, 575] вместо части разреза усть-карской серии (лист N-50, третье поколение) и включает отложения, ранее относимые к нюкжинской свите, впоследствии упраздненной при составлении легенды Становой серии листов ГК-200 [452]. Объединяет риолиты, трахидациты, трахириодациты, трахиандезиты, трахиандезибазальты, их туфы, прослой туфоконгломератов, туфопесчаников, аргиллитов и алевролитов.

Серия принимает участие в формировании Верхненюкжинской вулканоплутонической структуры, где характеризуется преобладанием в разрезах кислых лав и их туфов. Реликты вулканических построек отмечаются на хребтах Нюкжинский и Западный Люндор, а также на Аячинском гольце. С подчиненным объемом вулканитов кислого состава отложения серии выполняют линейные блоки в прибортовых частях Тунгирской и Ненюгинской рифтогенных впадин. На юго-восточных склонах и осевой части хр. Становик, водоразделе рек Бухта—Могоча породы серии слагают покровы с тектоническими ограничениями и горизонтальным, реже наклонным залеганием вулканитов и их туфов, что вызвано неровностями древнего рельефа. Вблизи разломов слои имеют более крутое падение.

Терригенно-туфогенные отложения тяготеют к нижним частям разрезов, где слагают пачку мощностью не более 80 м [203]. Она перекрывается толщей (около 450–520 м) незакономерно перемежающихся лав риолитов, трахидацитов и трахиандезибазальтов. Общая мощность серии 600 м.

В изученных разрезах лавы среднего состава занимают более высокие уровни [191, 203, 239, 280, 575]. В нижележащих кислых и умереннокислых эффузивах отмечаются маломощные прослой трахиандезитов [203, 280].

Вулканические породы по химическому составу относятся к известково-щелочной группе. С ростом кремнекислотности в них увеличивается содержание щелочей и понижаются глиноземистость и титанистость.

Возрастное положение серии определяется комплексом данных. Она налегает на гранитоиды раннетриасового нерчуганского комплекса, перекрывается палеонтологически охарактеризованными отложениями нижнего мела (лист N-50, третье поколение) [239, 453, 575] и прорывается гранитоидами амуджиканского комплекса поздней юры. Пепловые туфы, алев-

ролиты и туфопесчаники в верхней части разреза содержат отпечатки и обуглившиеся остатки флоры (определения В. А. Вахромеева): *Neocalamites* cf. *pinitoides* (Chachl.) Chachl., *Cladophlebis argutula* (Heer) Font., *Raphaelia* cf. *diamensis* Sew., *Ginkgo* ex gr. *sibirica* Heer, *Phoenicopsis* ex gr. *speciosa* Heer, *Czekanowskia* ex gr. *setacea* Heer, *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Natc h. и насекомых (определения В. Г. Ковалева) *Turutanovia* sp. По составу флористический комплекс близок к верхнеюрскому депской и талынджанской свит бассейнов рек Зeya и Буряя.

Субвулканические образования комплекса включают гранодиорит-порфиры ($\gamma\delta\pi J_3n$), дацитовые порфиры ($\zeta\pi$) и гранит-порфиры ($\gamma\pi$), распространенные в междуречье Гуля—Тунгир, на водоразделе рек Нюкжа—Мучугучи, бассейне рек Урка, Черемная, Могоча в пространственно-структурной и генетической связи с вулканическими образованиями нерчинской серии [191, 239, 280, 468, 514, 575, 591, 651] в реликтах вулcano-плутонических структур. Они слагают неkki и штоки площадью до 100—120 км², силлы и дайкообразные тела протяженностью до 1,5—2 км [191], выраженные в магнитных полях локальными аномалиями с положительными значениями ΔT . Интрузии характеризуются зональным строением. Оно обусловлено распределением в их контурах фациальных разновидностей пород, обладающих постепенными взаимопереходами по составу — от гранодиорит-порфиров до дацитов, гранодиорит-порфиров до гранит-порфиров и риолитов; по структурно-текстурным особенностям от криптовых до резко порфировых, массивных до брекчиевидных [191, 280]. Центральные части интрузий сложены гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, краевые — более меланократовыми разновидностями, близкими по составу к кварцсодержащим диоритовым порфиритам или дацитам [571]. В эндоконтактах интрузий отмечаются породы брекчиевидной текстуры. В этих случаях контакты с вмещающими породами осложнены апофизами дацитов протяженностью до 300 м.

Наибольшим распространением в структурах пользуются интрузии гранит-порфиров с отчетливо выраженной горизонтальной и вертикальной зональностью [280, 571, 591]. Более глубинные их части сложены относительно хорошо раскристаллизованными разновидностями пород с микрогранитовой, микроаплитовой и микропегматитовой структурами основной массы, на фоне которой выделяются вкрапленники плагиоклаза, калиевого полевого шпата и роговой обманки, содержание которых в породе достигает 30 %. Гипсометрически выше они сменяются более тонкозернистыми разновидностями со скрытокристаллической структурой основной массы, количество вкрапленников в которой составляет не более 7—10 %. По мере приближения к эндоконтакту породы приобретают облик, малоотличимый от вмещающих эффузивов. Ширина эндоконтактовых фаций изменяется от десятков до сотен метров. В эндоконтакте интрузии гранодиорит-порфиров сопровождаются автобрекчиями и эруптивными брекчиями. В экзоконтакте вмещающие породы слабо окварцованы, пиритизированы и серицитизированы.

Дацитовые порфиры с переходами до диоритовых порфиритов слагают дайко- и силлообразные тела северо-восточного, субширотного простирания вдоль Северо-Тукурингского разлома, а также на водоразделе Пин-

жак–Дес. Иногда они слагают эндоконтактовые зоны интрузий гранодиорит-порфиров и представляют собой тонкозернистые породы с вкрапленниками плагиоклаза, роговой обманки и дымчатого кварца удлиненной эллипсовидной формы [191].

Дацитовые порфиры и гранодиорит-порфиры относятся к нормальному ряду средних пород, натриевого типу; гранит-порфиры – к нормальному ряду кислых пород, пересыщенных щелочами с преобладанием K_2O или равным соотношением с Na_2O . Для пород комплекса характерно наличие порфировых вкрапленников дымчатого кварца дипирамидальной овальной формы, калишпата с олигоклазовой каймой и удлиненных игольчатых призм амфибола.

Возрастное положение субвулканических пород устанавливается их активными контактами с флористически охарактеризованными отложениями нерчинской серии [280] и прорыванием породами позднеюрского амуджиканского комплекса [239, 280, 575, 591], а также определениями абсолютного возраста К-Аг и Rb-Sr методом, значения которых отвечают поздней юре [452].

Нерчинский комплекс относится к трахиандезит-риолитовой формации. С ним парагенетически связано урановое и золотое оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации.

Ундино-даинская серия нерасчлененная (J_3ud) распространена ограниченно в бассейнах рек Кутя и Газимур, где слагает реликты мелких впадин. В низах разреза преобладают разногалечные конгломераты. В составе обломочного материала встречены все стратифицируемые породы обрамления впадин, но отсутствуют гальки эффузивных пород, характерных для серии в стратотипической местности. В верхних частях разреза отмечается тонкое переслаивание туфопесчаников, туфоалевролитов, песчаников, алевролитов, туфов кислого и среднего составов с прослоями и линзами гравелитов, мелкогалечных конгломератов и туфоалевролитов. Мощность разреза 160 м [647].

Породы серии залегают с угловым несогласием на известковистых образованиях кембрия. В стратотипической местности ундино-даинская серия рассматривается в составе верхней юры на основании определений многочисленных палеонтологических остатков.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ ЮРСКОЙ СИСТЕМЫ– НИЖНИЙ ОТДЕЛ МЕЛОВОЙ СИСТЕМЫ

Нерасчлененные верхнеюрско-нижнемеловые отложения, представленные грубой молассой, выполняют Предстановую группу впадин. Среди них выделяются свиты и толщи, как правило, одноименные впадинам, в пределах которых они развиты.

Стрелкинская свита (J_3-K_1st) выполняет Стрелкинскую и Малотындинскую впадины в зоне Северо-Тукурингского разлома. В одноименной впадине она слагает ядро синклинальной структуры, в крыльях которой находятся среднеюрские отложения долохитской свиты (бассейны рек Мал. Ольдой, Долохит, Крестовка, Янкан, Джалинда, Мал. Уркан) [543].

Базальный горизонт представлен конгломератами, гравелитами или песчаниками с примесью гравия. В низах разреза (640 м) свита сложена разнозернистыми, нередко гравелистыми полимиктовыми песчаниками, реже гравелитами, конгломератами и углистыми алевролитами, которые образуют слои и линзы. Мощность прослоев алевролитов 0,5–0,6 м. Мелко-среднезернистые песчаники иногда содержат конкреции сидерита. Основная роль в строении верхней части (300 м) разреза принадлежит валунным и галечным конгломератам и гравелитам, при меньшем участии крупнозернистых, нередко гравелистых песчаников. Алевролиты слагают единичные прослои.

В Малотындинской впадине (бассейны рек Бол. Тында и Мал. Тында,) в нижней части свиты (660–1500 м) преобладают валунно-галечные конгломераты, содержащие прослои полимиктовых и аркозовых песчаников, углистых гравелитов, алевролитов нередко углистых, туффилов, а также седиментационных брекчий [532, 609]. В этой части разреза В. С. Федоровский отмечал 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. Отмечаются прослои туфопесчаников и углистых песчаников.

Характерные особенности свиты: грубообломочный характер, плохая сортировка и окатанность слагающего ее материала, отсутствие четкой слоистости. Иногда отмечаются грубая ритмичность и косая слоистость. Фациальная изменчивость выражена сменой по простиранию крупных прослоев валунно-галечных конгломератов пачками грубозернистых песчаников и гравелитов с единичными маломощными прослоями мелкогалечных конгломератов. Отмечается переслаивание средне-, грубо- и мелкозернистых песчаников, которые сменяют друг друга по латерали. Мощность свиты 940–2150 м.

В непосредственной близости от разломов в породах проявлены рассланцевание и высокоградиентный метаморфизм в условиях фации зеленых сланцев. В интенсивно метаморфизованных песчаниках и конгломератах цемент сильно уплотнен, перекристаллизован, содержит новообразования биотита, мусковита, актинолита, альбита, эпидота и хлорита, а в алевролитах по плоскостям сланцеватости интенсивно развит серицит.

Стрелкинская свита залегает с размывом и угловым несогласием на среднеюрских отложениях и на более древних породах района. Ее возраст устанавливается по комплексу флористических остатков, характерных для позднеюрского–раннемелового времени, который обнаружен по всему разрезу: *Coniopteris* cf. *burejensis* (Lal.), *C. hymenophylloides* (Brongn.), *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *C. argutula* (Heer) Font., *C. williamsonii* (Brongn.) (Brongn.) Brongn., *C. kamenkensis* Thom., *C. haiburnensis* (L. et H.), *Czekanowskia setacea* Heer., *Cz. rigida* Heer., *Phoenicopsis angustifolia* Heer., *P. speciosa* Heer., *Podosamites lanceolatus* L. et H., *leptostrobos laxiflora* Heer., *Crassoza mites burejensis* Pryn., *Sphenobaiera longifolia*, *Pytiophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Equisetites* cf. *ferganensis* Sew.

Холоджиканская свита (J₃–K_{1hl}), выделенная Э. П. Портнягиным [204], представлена континентальными отложениями. Она содержит

конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, дресвяники, гравелиты, конгломерато-брекчии, туфопесчаники, туфоконгломераты и туфы. Выполняет Холоджиканскую и Секанихинскую впадины. В стратотипической местности (Холоджиканская впадина) свита залегает на образованиях верхнего протерозоя и среднего палеозоя с базальным горизонтом (180 м) конгломерато-брекчий. Обломочный материал в нем представлен породами фундамента впадины: гранитами, кварцем, сланцами, кварцитами, кислыми метаэффузивами, филлитами и аргиллитами. Вверх по разрезу размер кластического материала постепенно уменьшается, увеличивается количество галек, появляются прослои грубозернистых песчаников и алевролитов. Базальный горизонт перекрывается толщей (600 м) переслаивания разномзернистых песчаников, дресвяников, песчаных алевролитов, реже гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В ней отмечаются редкие линзующиеся горизонты туфов кислого состава, туфоконгломератов, туфопесчаников. Разрез свиты наращивает толща (около 1000 м) валунно-галечных конгломератов, конгломерато-брекчий, песчаников разномзернистых с горизонтами алевропесчаников и алевролитов. Для песчаников характерно наличие «плавающей» гальки. В разрезе свиты Холоджиканской впадины отмечается латеральное поглубение фаций и увеличение мощности от 1800 до 2400 м в северо-западном направлении [325, 389, 650, 651].

В Секанихинской впадине разрез в целом представлен грубообломочными породами, среди которых преобладают разногалечные конгломераты с редкими прослоями, линзами и пачками песчаников и алевролитов. Обломочный материал конгломератов представлен гранитоидами, кислыми эффузивами, сланцами и разнообразными осадочными породами. Мощность свиты увеличивается к востоку от 860 до 2000 м [325, 624]. Общая мощность 860–2400 м.

Для холоджиканской свиты характерен ранний метагенез. Отложения являются типичной континентальной молассой, в которой выделяются аллювиальные, проллювиальные и озерные фации.

Обнаруженные по всему разрезу обильные растительные остатки изучались И. А. Добрускиной, И. Н. Сребродольской, В. А. Вахрамеевым, которые определяли возраст комплекса как позднеюрский [6]. Н. Г. Ядрищенской в свите, наряду с юрскими и переходными юрско-меловыми остатками — *Coniopteris* cf. *saportana* (Heer) Vachr., *Cladophlebis serrulata* Samyl., *C. aldanensis* Vachr., *Nilssonia acutiloba* (Heer) Krysh. et Pryn. и др., были определены формы, характерные только для раннего мела — *Birisia* cf. *alata* (Pryn.) Samyl., *Encephalartites* cf. *leipzigii* Vachr., что позволило датировать стратон поздней юрой—ранним мелом [10, 604]. Возраст туфов нижней части свиты, определенный калий-аргоновым методом, составляет 135–146 млн лет [325].

Мадаланская толща (J_3-K_1 md) обнажается в бассейнах рек Мадалан, Бол. и Мал. Ольдой, вдоль Южно-Тукурингского глубинного разлома, образуя полосу протяженностью около 40 км. Толща выходит на поверхность в эрозионных окнах кайнозойских отложений, поэтому часть ее образований при ГС-200 [109] была отнесена из-за внешнего сходства к плиоцен-нижнечетвертичным отложениям. Свое название толща получила при ГГС-50 [543]. В разрезе преобладают валунные и галечниковые конгломе-

раты и гравелиты, в подчиненном количестве присутствуют разнотельные песчаники и алевролиты. В зоне дезинтеграции этих образований (руч. Мал. Мадалан) наблюдались уплощенные обломки угля толщиной до 3 см. Отличительная особенность толщи — слабая степень цементации пород. Мощность более 1350 м.

Толща с размывом залегает на палеозойских образованиях. Верхняя граница ее не установлена. Возраст определяется по сопоставлению с подобными отложениями стрелкинской свиты. В конгломератах (правый борт р. Мал. Мадалан) обнаружены пыльца и споры, характерные для юрских отложений: *Yinkgo*, *Picea*, *Zeiotrieetes*, *Syathidites* и др., а в алевролитистых песчаниках (у слияния рек Сenuшка и Бол.Солонда) — растительные остатки широкого стратиграфического диапазона — триас—мел: *Pityohyllum* sp.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

К мелу относятся исключительно континентальные отложения: преимущественно терригенные, сменяющиеся вулканогенными — нижний отдел; преимущественно вулканогенные — верхний отдел.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Берриасский ярус

Крестовкинская свита (K_1ks) выделена в 1990 г. [229] в бассейне р. Джалинда по материалам ГС-200, где эти образования относились к ундытканской свите. Выходы ее не превышают 15—20 км². В составе свиты преобладают крупногалечные и валунные конгломераты и гравелиты. Менее распространены песчаники и песчаные алевролиты, которые образуют редкие невыдержанные по простиранию прослойки мощностью до первых метров. В конгломератах присутствуют единичные обломки каменного угля. Характерно отсутствие обломков эффузивов мелового возраста, что свидетельствует о накоплении этих образований в предвулканическую стадию развития региона. На левобережье р. Читкан крестовкинская свита с угловым несогласием залегает на большеневерской свите нижнего девона и перекрывает позднепалеозойские гранодиориты урушинского комплекса. Ее мощность 500 м.

Возраст свиты определен по остаткам пресноводной фауны как верхняя юра—ранний мел (готерив—апт): *Arguniella*, *Limnocyrena ovalis* (Ramm), *L. sf. sibirica* (Ramm), *L. aff. Kweichowensis* (Grab), *L. sp. nov.*, *Lep-testhes elongatus* Mart., *Lacustrina lepida* Ch. Kol., *L. ventricosa* Ch. Kol. Учитывая отсутствие в разрезе вулканогенного материала, крестовкинская свита коррелируется авторами с перемыкинской свитой и возраст ее принимается берриасским.

Перемыкинская свита (K_1pr) впервые выделена П. Ф. Поповым в 1956 г. в районе с. Перемыкино и на Перемыкинском кривуне (левобережье р. Амур) [254]. Стратотип свиты описан годом позже Е. Е. Краснян-

ской и доизучен при ГДП-200 [454]. Она несогласно и с размывом залегает на образованиях толбузинской и осежинской свит.

Основание свиты (200–900 м) сложено валунно-галечными конгломератами с прослоями (не более 10 м) и линзами песчаников крупно-, разнозернистых, часто гравелистых, гравелитов и алевролитов. Выше по разрезу доминируют мелкозернистые песчаники с прослоями алевролитов, туфоалевролитов, туфопесчаников, туффитов, реже конгломератов. Отмечаются конкреции сидерита. Появляются маломощные прослои туфов. В зависимости от условий накопления мощность свиты меняется от 500 до 2950 м.

Среди галек конгломератов повсеместно встречаются алевролиты и песчаники, часто с углефицированным растительным детритом, аналогичные подстилающим юрским породам; угли, вероятно, толбузинской свиты; трахиандезиты, сходные по составу и структурам с породами комплексов позднеюрских трахириолитов и трахиандезитов. Постоянно присутствуют базальты с вариолитовыми структурами основной массы, не наблюдавшиеся в более древних образованиях на Российской территории. Песчаникам верхней части разреза свойственна косая слоистость речного типа, частая смена зернистости в пределах одного слоя, светлая желтовато- и зеленовато-серая окраска. Иногда наблюдаются скопления конкреций сидерита яйцеобразной формы. Состав обломочного материала характеризуется наличием эпидота, сфена и сине-зеленого щелочного амфибола, который встречается только в составе умереннощелочных гранитов позднеюрского магдагачинского комплекса. Обломочный материал туфоалевролитов отличает примесь кристаллокласт прозрачного плагиоклаза.

С песчаниками связаны повышенные до 1 % содержания цинка в гидрогеохимических пробах. В туфоалевролитах по отношению к кларковым значениям повышены концентрации Sb, Tl, Ba и, иногда, Y, Yu и Mn.

Берриасский возраст перемыкинских отложений определен В. С. Маркевич по богатому палинокомплексу. Среди спор доминируют *Osmundacidites* (*O. nicanicus* (Verb.) Schug., *O. cingulatus* E. Sem., *O. magnus* (Verb.) Schug.), *Neoraistrickia rotundiformis* (K.-M.) Taras., сопутствуют им *Cyathidites minor* Coup., *C. australes* Coup., *Stereisporites compactus* (Bolch.) E. Sem., *S. congregatus* (Bolch.) Schug. Встречаются единичные *Concavisporites junctus* (K.-M.) E. Sem., *Tripartinia variabilis* Mal., *Contignisporites dorsostriatus* (Bolch.) Fok. Кроме того, встречена пыльца *Coniferales*, *Classopollis classoides*, *Eucommiidites troedsonii* Erdm., *Alisporites similis* (Balme) Ros. и многочисленны находки ископаемой флоры: *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brong., *Phoenicopsis* sp., *Gzekanowskia rigida* Heer, *Sphenobaiera longifolia* (Pom.) Fl., *Nilssonia bronngiartii* (Mantell) Bronn, *Nilssonia* cf. *schmidtii* var. *densinervis* Markovitch ex MS, *Podozamites angustifolius* (Eichwald) Heer, *Podozamites lanceolatus* (Lindl. et Hutt) Schimper. На соседней с востока территории листа N-52 в непосредственной близости от границы изученной площади берриасский возраст подтвержден богатым комплексом прибрежно-морской фауны (двустворчатые моллюски, гастроподы, остракоды) [454].

По характеру слоистости, литологическому составу, наличию флоры и пресноводной фауны, конкреций сидерита и марказита отложения перемыкинской свиты можно отнести к пойменной фации пра-Амура с наличием фаций заболоченных стариц.

Готеривский ярус

Инегирский комплекс трахибазальт-трахириолитовый

Инегирская серия нерасчлененная (K_{1in}) сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, конгломерато-брекчиями, хлидолитами, гравелитами, туфопесчаниками, туфоконгломератами и туфами. Отложения выполняют Тунгирскую, Ненюгинскую, Лопчинскую, Аникинскую рифтогенные впадины, контролируемые системой разломов северо-восточного простирания. В разрезе серии в целом отмечается следующая закономерность: в нижних частях и у бортов грабен преобладают грубообломочные отложения, в верхних — наиболее распространены псаммитовые породы, с подчиненной ролью алевролитов, аргиллитов и их туфогенных аналогов. Инегирская серия залегает на протерозойских и ранненепалеозойских образованиях с базальным горизонтом.

Тунгирская, Ненюгинская, Лопчинская впадины, расположенные в бассейне р. Тунгир, имеют сходные разрезы. В их нижней части (80 м) отмечаются мелко-среднегалечные конгломераты с линзами дресвяников, песчаников, алевролитов. В Тунгирской впадине присутствуют туфогенные породы — туффиты с подчиненным количеством туфопесчаников и туфоконгломератов. Выше по разрезу их сменяет пачка (120–420 м) переслаивания гравелитов, хлидолитов, песчаников и алевролитов с преобладанием полимиктовых, кварц-полевошпатовых гравелистых песчаников и дресвяников, с маломощными линзами и прослоями туфопесчаников и мелкогалечных конгломератов. Завершает разрез (120–650 м) пачка переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. По простиранию мощность серии варьирует и увеличивается в северо-восточном направлении от 320 до 1150 м [273, 460, 488, 508, 545].

Разрез Аникинской впадины сложен более грубообломочными породами. Состав кластического материала базального горизонта (45 м) соответствует подстилающим впадину породам. В основании свиты развиты конгломерато-брекчии с линзами и прослоями дресвянистых песчаников. С возрастанием степени окатанности обломков вверх по разрезу конгломерато-брекчии сменяются несортированными конгломератами. На последних залегает толща (450 м) крупновалунно-галечных слабосцементированных конгломератов с прослоями гравелитобрекчий и песчаников. В восточном направлении мощность этой толщи изменяется до 160 м. Кроме того, уменьшается и размерность кластического материала. Верхняя толща (230 м) представлена средне-мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с гравелитами, алевролитами и аргиллитами, встречаются единичные прослои тонко-мелкозернистых туфов риолитов, туфопесчаников, конгломератов [300, 495].

Основные генетические типы отложений инегирской серии — пролювиальный, аллювиальный и озерно-аллювиальный. Обнаруженные в разрезе органические остатки представлены остракодами (определения С.М.Синицы) *Limnocypridea* cf. *modesta* Sin., *L. harbinensis* Ten., *Rhinocypris* cf. *tugurigenis* Ljub., *Daurina* aff. *incompta* Sin., характерными для тургинского биостратиграфического горизонта, датированного ранним мелом

[229, 545]. Спорово-пыльцевой комплекс содержит *Lygodium subsimplex* Bolch., *Concavissimisporites punctatus* (Delc. et Sprum.) Brenuer., *Lygodiumsporites adriensis* Pot. et Gell., *Lygodium gibberulum* K.-M., *Pilosisporites verus* Delc. et Sprum., *Cicatricosisporites dorogensis* Pot. et Gell., *Apendicisporites macrorhuzus* (Bolch.) Chlon. и др., характеризуется преобладанием пыльцы над спорами, большим набором схизейных и свидетельствует о го-теривском времени накопления отложений.

Субвулканические образования представлены трахириолитами ($\tau\lambda Ki$), трахиандезибазальтами, трахиандезитами, трахибазальтами ($\tau\beta$). Они слагают штоки, некки, силлы в зонах пограничных разломов рифтогенных впадин – Аникинской и Холоджиканской. Образования комплекса характеризуются пространственно-структурной связью и близостью петрохимического состава с вулканическими породами инегирской серии и являются их комагматами.

Последовательность внедрения субвулканических пород неоднозначна, но наличие покровов базальтоидов в верхах разреза инегирской серии, определений абсолютного возраста – 119 млн лет [267] позволяют рассматривать их формирование в заключительные этапы становления комплекса.

Центральные части интрузий сложены массивными порфировыми, часто трахитоидными породами. В массивных трахириолитах встречаются участки брекчий, сцементированных полевошпат-кварцевым материалом с пегматоидной структурой.

Эндоконтактовые фации представлены маломощными зонами афировых стекловатых разностей, переполненных обломками вмещающих пород, в том числе гранитоидов и метаморфитов основания. Как правило, литокласты несортированные, угловатой формы. В экзоконтактах сформированы мощные зоны трещиноватых и дробленых пород с последующей аргиллизацией, каолинизацией, лимонитизацией, омарганцеванием, а в отдельных случаях – низкотемпературным окварцеванием.

В гравитационных полях интрузии выражаются локальными минимумами (Δg), в радиационных – повышенными значениями активности и кольцевыми аномалиями (ΔT) магнитного поля.

Трахириолиты отличаются от кислых пород по R . Дэли суммой щелочей, низкими значениями и содержаниями глинозема, меньшими величинами коэффициентов магнезиальности и известковистости. Спектр микроэлементов характеризуется повышенными концентрациями Rb, Nb, Zr, TR, F, Ba и Sn.

Группа основных и средних пород по содержанию кремнезема объединяет разновидности от трахибазальтов до трахиандезитов и характеризуется повышенной щелочностью, иногда с преобладанием калия. От средних пород R . Дэли они отличаются повышенными концентрациями окислов титана и фосфора, низкой магнезиальностью и повышенными значениями коэффициента железистости, равного в среднем 0,7. Набор микроэлементов типичен для базальтоидов внутриконтинентальных рифтогенных систем и характеризуется повышенными содержаниями F, Rb, Sr, Y, TR, а также Nb и Zr.

С инегирским комплексом связано золотое оруденение халцедон-кварцевой формации.

Его раннемеловой возраст принимается на основании комплекса данных. Субвулканические породы имеют активные контакты с образованиями инеигурской серии, обломки пород комплекса присутствуют в гальках конгломератов раннемеловой тигнинской свиты [203], изотопно-геохронологические определения возраста по породообразующим минералам указывают интервал формирования вулканитов от $138,7 \pm 4,16$ до 119 млн лет (лист N-50).

Тургинская свита (K_1tr) представлена преимущественно песчаниками, большей частью средне- и грубозернистыми, аргиллитами, гравелитами, конгломератами и выполняет впадину, расположенную в верховьях р. Кутя. Низы разреза (250–300 м) состоят из гравелитов, переслаивающихся с мелкогалечными конгломератами. В составе обломочного материала: диориты, гранодиориты, риолиты, осадочные и метаморфические породы, развитые в непосредственной близости от впадины. В средней части разреза закартирована пачка (300 м) несортированных полимиктовых песчаников, на которой залегают аргиллиты тонкослоистые с редкими прослоями песчаников и гравелитов. Завершают разрез (400 м) зеленовато-серые песчаники с редкими маломощными прослоями и линзами аргиллитов, гравелитов и мелкогалечных конгломератов [274, 624].

Породы свиты характеризуются повышенными относительно кларковых содержаниями Bi, Sb, B, P, Li, Ni, V, Ga, Ge [362].

Стратон с несогласием залегает на кембрийских отложениях и породах ундинского комплекса перми. Описываемые образования являются непосредственным продолжением палинологически охарактеризованной раннемеловой тургинской свиты западной части Верхне-Кучугайской впадины, расположенной на смежной территории листа N-50. Свита входит в состав одноименного биостратиграфического горизонта.

Барремский ярус

Талданский комплекс андезитовый

Талданская свита (K_1tl) впервые описана Ю. М. Логиновым в 1959 г. вблизи пос. Талдан. Она образует несколько вулканических полей площадью до 50–60 км². Свита сложена темно-, зеленовато- и сиреневато-сургучно-серыми андезитами, трахиандезитами, дациандезитами, дацитами и их туфами, реже андезибазальтами и их туфами. Средние части разреза нередко содержат линзовидные пачки и прослои туфогенно-осадочных образований, а также конгломератов и песчаников с незначительной примесью туфогенного материала. Жерловые фации представлены лавовыми и эруптивными брекчиями, а также агломератовыми туфами преимущественно андезитового состава. Общая мощность свиты 140–860 м. Покровные фации сопровождаются субвулканическими образованиями. Характерная особенность свиты – фациальная изменчивость по простиранию.

В бассейне руч. Ороченский и в верховьях р. Буринда 2-я разрез свиты представлен исключительно эффузивной фацией вулканитов. Нижние части сложены покровом андезитов с отдельными потоками трахиандезитов,

сменяющимися выше по разрезу мощной пачкой дациандезитов и дацитов. В бассейне верхнего течения р. Гудачи преобладают фации текучих лав. В основании свиты залегают черные андезибазальты, иногда слабоминдалекаменные. Они перекрываются выше по разрезу потоками андезитов, дацитов и дациандезитов с маломощными линзовидными пачками и прослоями туфоалевролитов, туфопесчаников и туфов андезитового состава. К северо-западу их сменяют пирокластические и вулканогенно-осадочные породы: туфы дацитов и туфоалевролиты с редкими линзами туфопесчаников. Здесь низы разреза представлены потоками трахиандезитов, верхи — дацитами.

В верховьях р. Чалая свита сложена псаммопсефитовыми кристаллолитокластическими туфами андезибазальтов. В бассейнах рек Ирмакиткан и Тында [363] поле сложено преимущественно туфами дациандезитов, содержащими прослой дациандезитов и дацитов, реже андезибазальтов. Туфопесчаники, туфогравелиты, туфоконгломераты и песчаники образуют лишь маломощные прослой и линзы. В междуречье Ракинда—Лагунай [368] в разрезе свиты преобладают конгломераты и песчаники. Туффиты, андезиты и базальты имеют подчиненное значение. Алевролиты образуют единичные маломощные прослой и линзы.

Вулканиды нередко подвержены площадной пропилитизации. В зонах северо-восточных и субмеридиональных разломов в полях развития дациандезитов и дацитов отмечаются интенсивные процессы аргиллизации и образование каолинитовых, алунитовых, диаспоровых и пиррофиллитовых вторичных кварцитов.

Эффузивы относятся к породам калиево-натриевой серии, в единичных случаях — к натриевой. Вулканиды высокоглиноземистые, иногда весьма высокоглиноземистые, по индексу Пикока (58—60) принадлежат к известково-щелочной серии.

Устойчиво повышены содержания Cs, Ba, Ta, Cr, W, Sr, В. Молибден содержится в пределах кларковых значений. Серебро обнаруживается спорадически в количестве 0,1—0,3 г/т. Содержание золота составляет 0,0005—0,0032 г/т, что не превышает кларкового значения.

Барремский возраст свиты определяется находками флоры и пресноводной фауны [30, 454, 494]. Среди остатков растений обнаружен *Coniopteris* cf. *Depensis* E. Lebedev. Палеофауна представлена конхостраками — *Cyzicoidea* indet., *Bairdestheria* ex. gr. *middendorffii* (Jones), *Bairdestheriidae* indet., *Estheriina sidorovi* Novoj, *Sphaerestheria* sp., *Brachugrapt* aff. *Rhombiformis* Oleyн, моллюсками — *Unio* cf. *Obrutschevi* Martinson, *Limnocyrena sibirika* (Rammelmeyer), *Unio* ex. gr. *pseudomargaritana* Martinson и остракодами — *Cupridea* sp., *Yumenia* sp., *Cuprideamorphella* sp., *Ussuriocypris* sp., *Darwinula* ex. gr. *tubiformis* L u b. Талданская свита залегает несогласно на отложениях юры и палеозоя и перекрывается сеноманской галькинской свитой. Определения радиологического возраста комплекса калий-аргоновым методом дают интервал от 125 до 130 млн лет [363, 454].

Субвулканические образования — андезиты (αK_1tl), диорит-порфириды ($\delta\mu$), кварцевые диорит-порфириды ($q\delta\mu$) образуют единый вулканический комплекс с породами талданской свиты. Субвулканические тела представлены штоками, лакколитами и дайками.

Последние встречаются значительно чаще, но из-за малого размера не получили отображения на карте. По данным аэромагнитной съемки характеризуются резко дифференцированным положительным полем ΔT интенсивностью 15 мЭ. Они прорывают талданскую свиту, содержат обилие ксенолитов вмещающих пород. На контакте отмечается незначительное ороговикование, осветление как рвущих, так и вмещающих разновидностей, ожелезнение, иногда катаклиз. По индексу Пикока (58–60) вулканы относятся к калиево-натриевому ряду известково-щелочной серии, тихоокеанскому типу. Сумма щелочей 5,87–6,73 %, но иногда достигает 8,82 %. Породы высоко- и весьма высокоглиноземистые (коэффициент глиноземистости 2,31–4,19), высококалиевые, с умеренным содержанием TiO_2 и MgO . В них отмечаются повышенные относительно кларковых концентрации Ba (1,7–2,8), Cs (2–6,7), Ta (5,8–13,3), В (до 2,3) и, реже, Sr и La. Слабоконтрастны содержания Cr, Pb, W и Hf, практически отсутствуют Ag и Mo.

По существующим геодинамическим классификациям, породы могут быть отнесены к I-гранитоидам коллизионной обстановки каледонского типа с незначительной примесью коровой S-компоненты в исходном расплаве.

С комплексом парагенетически связано золотое оруденение золото-серебряной формации.

Раннемеловой возраст субвулканических образований принимается согласно возрасту свиты. Радиологические определения дают широкий возрастной интервал – 118–192 млн лет и лишь частично согласуются с геологическими данными.

Барремский–аптский ярусы

Нагорнинская свита (K_1ng) выделена на территории Республики Саха (Якутия) в районе пос. Нагорный в 1979 г. В. М. Желинским и др. [98, 631]. Распространена в бассейне р. Гонам.

Состав и мощность отложений изменчивы. В нижней части разреза залегает базальный горизонт (80 м), сложенный валунно-галечными конгломератами. Выше (100 м) наблюдаются средне-мелкозернистые туфопесчаники. Венчают разрез туфоалевролиты, изменяющиеся от грубо- до тонкозернистых. Общая мощность нагорнинской свиты 180–400 м. Комплекс флоры, собранный из отложений свиты (преимущественно за пределами рассматриваемой площади), имеет раннемеловой возраст [55].

По радиологическим и палеоботаническим данным, эти отложения накапливались в верхнем неокоме–апте (альбе?). Возраст конгломератовой молассоидной толщи, развитой на севере Амурской области, по комплексу флоры также соответствует неокому [634].

Тигнинская свита (K_1tg) выполняет серию впадин северо-восточного простирания в бассейнах рек Тунгир, Ненюга, Бол. Эльгакан, Тында, Огынгли. Отложения имеют субгоризонтальное залегание, но каждой впадине соответствует индивидуальный разрез, отмечается различие в ритмах осадконакопления, характере крупности обломочного материала (от кон-

гломератов до аргиллитов), наличии пластов каменного угля, конкреций марказита. Свита является типичным представителем полифациальных терригенных образований континента. Ее мощность 550–650 м.

Наиболее изучен разрез в бассейне р. Эльгакан, где в отложениях тигнинской свиты выявлены промышленные содержания каменного угля (Эльгаканское месторождение). Для угленосных отложений характерно обилие органических остатков, сопоставимых с комплексом органических остатков стратотипического разреза тигнинской свиты [181], которые соответствуют нижнемеловому кутинскому биостратиграфическому горизонту [521].

В разрезе отложений в бассейне р. Тында преобладают среднезернистые полимиктовые песчаники (иногда известковистые). Алевролиты и гравелиты образуют редкие маломощные прослои (4–5, реже до 10 м). Отмечаются микрослои углей и единичные пачки (5 м) переслаивания аргиллитов с алевролитами. Базальный горизонт (более 4 м) сложен мелко-среднегалечными конгломератами. Вверх по разрезу грубообломочные породы сменяются более тонкозернистыми. Отложения залегают субгоризонтально. Характерная особенность свиты – полное или частичное отсутствие окатанности и сортировки обломочного материала. Мощность более 90 м.

В мультимасштабных структурах внутренних частей Тунгирской и Ненюгинской впадин в разрезе свиты наблюдаются песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты. В низах свиты преобладают песчаники различной зернистости, переслаивающиеся с алевролитами и гравелитами, встречаются углистые аргиллиты с мелкими линзочками угля. Вверх по разрезу они сменяются тонким ритмичным чередованием мелкозернистых песчаников и алевролитов с прослоями гравелитов, крупнозернистых песчаников, мелкогалечных конгломератов. В направлении с северо-востока на юго-запад мощность осадков увеличивается от 100 до 450 м [488, 541]. Стратон залегают несогласно на отложениях нижнемеловой инегирской серии.

Преобладающими фациями отложений тигнинской свиты являются русловая и пойменная аллювиального генетического типа. Диагенетические преобразования осадков выражены слабым расщеплением алевролитов и формированием сидеритовых стяжений.

В породах стратона выделен палинокомплекс нижнего мела – *Concavissimisporites punctatus* (Delc. et Sprum.) Brenner., *Lygodium gibberulum* K.-M., *Pilosisporites verus* Delc. et Sprum., *Cicatricosisporites dorogensis* Pot. et Gell., *Cicatricosisporites ludbrookii* Dett. и др. Кроме того, встречены единичные раковины остракод плохой сохранности, которые С. М. Синица определила как лимноциприды и риноциприсы, характерные для кутинской свиты раннемелового возраста [488]. Тигнинская свита входит в состав кутинского биостратиграфического горизонта.

Керакский комплекс андезит-дацитовый

Керакская свита (K,*kr*) выделена при ГГС-50 [363] в бассейне р. Керак в пределах Талданской вулканоструктуры. В стратотипической местности слагает изолированные вулканические поля общей площадью

около 50 км². Нижняя часть разреза представлена маломощным (до 10 м) потоком трахиандезитов, налегающим на талданскую свиту, который перекрывается покровом лав и лавобрекчий трахидацитов мощностью до 40 м. В верховьях р. Буринда в основании разреза находятся туфоконгломераты, туфопесчаники и туфоалевролиты, редко туффиты. Выше залегают покровы и потоки дацитов, трахидацитов, флюидальных, реже массивных риолитов и риодацитов, их туфов и игнимбригов общей мощностью до 70 м. Риолиты иногда имеют миндалекаменную текстуру (количество миндалин – до 20 % объема пород). Миндалины выполнены халцедоном, микрозернистым кварцем, селадонитом, изредка – цеолитами. Экструзии сложены интенсивно аргиллизированными массивными и пузырчатыми лавами, лавобрекчиями и кластолавами риолитов и риодацитов, редко превышающими по площади 0,3 км². В кластолавах обломки эффузивных пород кислого состава цементируются вулканическим стеклом, замещенным калишпат-тридимитовыми и кварцевыми крустификационными агрегатами, а также гидроокислами железа. Мощность свиты 560 м.

Кислые вулканыты в магнитных полях ничем не отличаются от пород фундамента. По результатам наземных геофизических исследований мощность экспозиционной дозы гамма-излучения риолитов достигает 37 мкР/ч.

Породы характеризуются устойчивым преобладанием окиси натрия над окисью калия. Разновидности основного и среднего состава высокоглиноземистые до весьма высокоглиноземистых ($al' = 1,2-2,3$), кислые – высокоглиноземистые до весьма- и крайне высокоглиноземистых ($al' = 1,5-11,2$). Суммарная железистость основных и средних разновидностей пород 2,41–8,23 %, риолитов и трахириодацитов – 0,96–3,82 %. В лавобрекчиях трахидацитов повышены содержания Ba, Sr, Ni, в трахиандезитах – Zr, Ba, Sr, W, Be. Во всех породах резко повышены содержания Cs и Ta. Максимальная концентрация этих элементов приурочена к потокам трахиандезитов. Серебро в количестве 0,1 г/т содержится в трех пробах риолитов. В экструзивных лавах и лавобрекчиях риолитов и риодацитов отмечается повышенное содержание Ta – до 7,4 к.к.

Вулканыты керакской свиты залегают на барремских отложениях талданской свиты. Их возраст, определенный Rb-Sr методом – 90–97 млн лет, не противоречит геологическим данным и позволяет относить керакскую свиту к раннему мелу

Субвулканические образования – риолиты, риодациты (λK_1kr), дациты, трахидациты (λ) представлены штоками и силлами размером от 0,5 до 10 км в поперечнике. Вертикальная мощность силлов не превышает первые десятки метров. Контакты неровные, извилистые, без заметных экзо- и эндоконтактовых изменений.

Породы зеленовато- и желтовато-светло-серые мелкопорфировые, с количеством фенокристов от 5 до 65 %, представленными плагиоклазом, кварцем, калишпатом и биотитом. Размер вкрапленников обычно не превышает 1–2 мм, реже до 3–4 мм. Количество и размерность фенокристов увеличивается в центральных частях крупных силлообразных тел и уменьшается к их краевым частям, а также в дайковых образованиях.

Петрохимические и геохимические характеристики субвулканических образований аналогичны характеристикам эффузивных пород.

Возраст субвулканических образований принимается по аналогии с возрастом вулканитов комагматичной керакской свиты.

С комплексом парагенетически связано золотое оруденение золото-серебряной формации, цеолитовая и алунитовая минерализация в экзоконтактовых зонах гидротермально измененных пород.

Озерная толща (K_1oz) слагает рудимент кольцевой вулканической постройки площадью около 12 км² на левобережье р. Верх. Ларба в междуречье Озерного и Уококита. Ограничения структуры тектонические, с углами падения 30–80° к центру. Толща характеризуется двучленным строением. Нижняя часть сложена туфогенными породами. Верхняя – покровными и, в меньшей мере, эффузивными вулканитами. Базальный горизонт, мощностью 80 м, представлен валунно-галечными туфоконгломератами. Выше залегает пачка переслаивающихся грубо- и тонкозернистых туфопесчаников с прослоями туфоалевролитов, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Туфоалевролиты перекрыты пластом (75 м) псаммопсефитовых литокристаллокластических туфов и лавобрекчий андезитов. В средней части пласта встречаются линзы андезибазальтов и туфов андезидацитов. Нарращивают разрез андезиты и андезибазальты. Мощность толщи более 300 м.

Вулканиты относятся к нормальному ряду с устойчивым равновесным соотношением между калием и натрием. Породы характеризуются равным соотношением магния, железа и щелочей. Туфы пересыщены глиноземом. По петро- и геохимическим особенностям соответствуют производным литогенной магмы.

Возраст озерной толщи определяется косвенными данными. Тектонический блок, сложенный породами толщи, находится в зоне Урюмо-Инарогдинского разлома на восточном продолжении системы впадин, в состав которой входит Эльгаканская. По составу и строению верхняя часть разреза флористически охарактеризованных нижнемеловых отложений впадины коррелируется с нижней частью разреза озерной толщи.

Аптский–альбский ярусы

Бомнакский комплекс трахиандезит-трахириолитовый

Бомнакская свита (K_1bm) на левобережье р. Олонгро представлена вулканогенными, вулканогенно-терригенными породами и образованиями экструзивной фации. Вулканиты кислого и среднего составов повышенной щелочности, реже умереннокислого: трахириолиты, трахиандезиты, дациты, их туфы. В основании разреза залегают туфоалевролиты и туффиты, переслаивающиеся с туфобрекчиями. Мощность около 50 м.

По петрохимическим данным все вулканиты характеризуются повышенной щелочностью при незначительном преобладании натрия над калием. Возраст свиты принимается апт-альбским. Вулканиты на соседних листах подстилает флористически охарактеризованная раннемеловая амагаласская свита. Возраст вулканитов бомнакской свиты, определенный калий-аргоновым методом на территории смежного с востока листа, укла-

дывается в интервале 95–136 млн лет [383, 498 и др.]. Наиболее часто встречаются определения в 110–122 млн лет.

Субвулканические образования – трахиандезиты (αK_1bm) слагают малые тела и дайки, пространственно и генетически связанные с покровными вулканитами бомнакской свиты. Они выделяются в основном среди пород фундамента, включая тындинско-бакаранские гранитоиды средне-позднеюрского возраста. Тела, в виде штоков, лакколитов и лополитов, имеют площадь выхода на поверхность не более 2 км². Контакты с вмещающими породами четкие, извилистые. В эндоконтакте субвулканических тел присутствуют зонки закалки мощностью 1–2 см. Дайки из-за малых параметров (10–20 × 100–300 м) не нашли отражения на карте. По петрографическим, петрохимическим и петрофизическим характеристикам субвулканические образования полностью сопоставимы с бомнакскими вулканитами. По геохимической специализации трахиандезиты близки к бомнакским вулканитам и хорошо коррелируются с породами первой фазы токсско-сиваканского комплекса: в них также установлено надкларковое содержание свинца (в 1,5–2 раза) и пониженное содержание меди (в 5–9 раз ниже кларкового).

Раннемеловой возраст субвулканических образований принимается согласно возрасту свиты.

С комплексом парагенетически связано золотое оруденение золото-серебряной формации.

Сэгангринский комплекс андезит-риолитовый

Включает сэгангринскую и юктинскую свиты и субвулканические образования двух фаз внедрения, первая из которых комагматична сэгангринской свите, а вторая – юктинской.

Сэгангринская свита (K_1sg) является составной частью Сутамского вулканического поля, развитого на границе Амурской области и Республики Саха (Якутия). Ранее эти отложения относились к нижней подсвите карауловской свиты, которая в настоящее время аннулирована [238, 317, 507, 630]. Наиболее представительны и хорошо изучены образования сэгангринской свиты палеовулкана Тогунас. Здесь она представлена туфами трахиандезитов, трахиандезибазальтов, базальтов и трахиандезитов, а в основании выделяется базальный горизонт лавобрекчий и ксенотуфов с обломками докембрийских пород.

В верховьях рек Могот и Мал. Могот [55] нижняя часть разреза сложена лавобрекчиями или туфами андезитов, реже дациандезитов, на которые налегает мощная пачка андезитов с единичными прослоями туфов того же состава. В средней части преобладают дациты и их туфы. Андезибазальты и дациандезиты образуют единичные линзы. В междуречье верховьев Верх. Ларба–Сред. Ларба в основании разреза отмечается туфогенно-осадочная пачка пестрого и непостоянного состава с базальным горизонтом туфоконгломератов [318]. Она сложена туфами, туфогравелитами, туфопесчаниками, песчаниками, туфоалевролитами, аргиллитами, лавобрекчиями. Мощность ее 50–110 м. Выше залегают андезиты, дациты, дациандезиты, их туфы

и лавобрекчии, содержащие линзы и маломощные (до 6–8 м) прослои туфопесчаников, туфоконгломератов. В единичных случаях отмечаются прослои углей (до 20 см). Общая мощность сэгангринской свиты 245–500 м.

Вулканиды относятся к калиево-натриевой серии.

Сэгангринские отложения согласно налегают на образования нагорнинской свиты, раннемеловой возраст которой установлен по флоре. Радиологические определения возраста вулканитов калий-аргоновым методом составили 95, 108, 129 млн лет [407, 408, 645], что не противоречит представлениям об апт-альбском возрасте свиты.

Юктинская свита (K_{juk}) выделена по данным геологов Республики Саха (Якутия) [317, 507, 630]. Ранее эти отложения относились к верхней подсвите карауловской свиты [238]. Свита имеет ограниченное распространение на севере Становой зоны, наиболее детально изучена в пределах палеовулкана Тогунас. Она с незначительным угловым несогласием, не более 10–15°, перекрывает вулканиды сэгангринской свиты. Представлена кислыми лавами субщелочного ряда с повышенным содержанием калиевой составляющей, их туфами и туфобрекчиями. Для вулканитов свиты характерна тенденция к пониженной железистости, что приближает их к породам щелочной серии. Мощность свиты изменяется от 50 до 390 м.

Возраст юктинской свиты, согласно ее положению в разрезе Сутамской вулканической поля и радиологическим данным (калий-аргон) – 99, 101, 112 млн лет [645], соответствует альбу.

Субвулканические образования. **Первая фаза** – диорит-порфириды ($\delta K_{1,sg_1}$); **вторая фаза** – трахириолиты ($\tau K_{1,sg_2}$), трахириодациты ($\tau \lambda \zeta$). Субвулканические образования сэгангринского комплекса выделены в междуречье Ларбикан – Ниж. Ларба, в верховьях рек Могот, Мал. Гилуой, Сред. Ларба, Верх. Ларба и в приустьевой части р. Бол. Джелтулак. Они пространственно приурочены к полям развития сэгангринской и юктинской свит. Диорит-порфириды слагают единичные штокообразные тела площадью 5 км² и менее. Породы второй фазы наиболее распространены. Они образуют штоки, силлы и дайки, иногда довольно значительных размеров – протяженностью 7–9 км. Для даек характерна сложная ветвящаяся форма при весьма непостоянной мощности. Простираение северо-восточное–субширотное. Субвулканические образования прорывают с активным контактом докембрийские образования и раннемеловые вулканиды. Возраст принимается согласно возрасту комагматичных покровных вулканитов.

С комплексом парагенетически связано золотое оруденение золото-серебряной формации.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Сеноманский–туронский ярусы

Галькинский комплекс трахибазальт-трахириолитовый

Галькинская свита (K_{gl}) образует вулканические поля площадью до 120 км². Впервые выделена И. П. Вольской в 1978 г. [363] в бассейне

р. Бол. Галька, левого притока р. Буринда-2-я как контрастная толща вулканитов: от базальтов и трахибазальтов до риолитов и трахириолитов с присутствием их туфов и туфотерригенных разновидностей. В стратотипической местности в основании свиты на гранитоидах раннепротерозойского чаловского и раннемелового верхнеамурского комплексов залегает несколько потоков трахибазальтов, трахиандезибазальтов и трахиандезитов, переслаивающихся в северной части палеовулкана с туфогенно-осадочными образованиями. В нижней части разреза эффузивы обычно представлены массивными породами, в верхней – миндалекаменными до шлаковидных. К потокам лав приурочены частые прожилковидные просечки зеленых, реже пестроцветных яшмовидных пород с мощностью прожилков до 10 см. Туфогенно-осадочные породы, располагающиеся, как правило, стратиграфически выше потоков эффузивов основного состава, представлены преимущественно валунно-галечными туфоконгломератами в переслаивании с туфогравелитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами. Размер валунов достигает 30 см. В их составе присутствуют гранитоиды раннемеловых верхнеамурского и буриндинского комплексов, лейкограниты раннепротерозойского чаловского комплекса, средние и умереннокислые порфиоровые породы раннемелового дайкового комплекса, юрские песчаники и алевролиты. Общая мощность нижней части разреза – 40–50 м. В верхней части разреза располагаются флюидалные лавы трахидацитов, риодацитов, риолитов и трахириолитов, иногда содержащие линзовидные пачки и прослой перлитовых стекловатых лав риодацитового состава – очень плотных массивных темно-серых пород, иногда с темно-вишневым оттенком. Иногда в эффузивах присутствуют жилковидные просечки голубоватого халцедона и пестроцветных яшмоидов.

Мощность свиты в стратотипической местности – 120 м.

Экструзивные и жерловые фации сложены лавами, лавобрекчиями, туфолавами и агломератовыми, лапиллиевыми псефитовыми и псаммитовыми кристаллолитокластическими туфами, а также эруптивными брекчиями и ксенотуфами трахириолитов и трахириодацитов, редко кластолавами трахиандезитов. Породы, как правило, интенсивно аргиллизированы и ожелезнены. В туфолавах обычна псевдофлюидалная текстура. В ксенотуфах и эруптивных брекчиях присутствуют обломки песчаников и алевролитов фундамента, сцементированные пирокластическим и лавовым цементом трахириолитового состава. Кластолавы трахиандезитов содержат обломки умереннощелочных базальтоидов нижних потоков поля.

Трахиандезибазальты, трахибазальты и трахиандезиты – черные, лилово- и сургучно-черные, сургучные и зеленовато-темно-серые. Во вкрапленниках обычно присутствуют оливин и пироксены: авгит, гиперстен, энстатит. Для трахиандезитов характерны обычная и базальтическая роговая обманка. Повышенная щелочность лав определяет наличие калишпата или красно-бурого биотита в матриксе пород и, иногда, санидина во вкрапленниках. Трахидациты, риодациты, трахириолиты и риолиты флюидалные розовато- и сиреневато-светло-серые с частыми прослоями от темно-серых до черных перлитов и редкими – игнимбритов желтовато-, зеленовато-, розовато- и сиреневато-белесых оттенков. В кислых эффузивах, туфолавах и игнимбритах обычны микросферолитовые и аксиолитовые

структуры основной массы. Иногда в основной массе присутствуют фено-кристаллы санидина и тридимит. Крайне высокоглиноземистые риолиты содержат единичные зерна кордиерита.

Вторичные изменения выражаются в слабой и, часто, в избирательной (согласно флюидалной текстуре лав) аргиллизации кислых эффузивов, а также в незначительных изменениях темноцветов. Широко проявлена объемная аргиллизация кислых пород жерловых фаций и экструзий и наполнение миндалекаменных полостей основных и средних эффузивов продуктами последующей фумарольно-гидротермальной деятельности — цеолитом, селадонитом, халцедоном.

Основные и средние эффузивы галькинской свиты, включая образования жерловых и экструзивных фаций, умереннощелочные, умереннотитанистые, умеренножелезистые, низкомагнезиальные, высокоглиноземистые до весьма высокоглиноземистых; кислые — высокоглиноземистые до весьма- и крайне высокоглиноземистых, нормальной и умеренной щелочности калиево-натриевого типа.

В трахибазальтах и трахиандезибазальтах повышено содержание Rb, Zr, Ba, La, Be, Pb, Sn, и В; в трахиандезитах — Cs, Ta, Zr, Ba, Sr и В; в кислых эффузивах — Cs, Sr, Ta; в перлитах увеличивается содержание Ni.

Породы галькинской свиты принадлежат к трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формации вулканических рифтовых зон, располагающихся в пределах сводово-глыбовых континентальных областей, и являются производными обогащенных мантийных расплавов, содержащих небольшую долю контаминированного корового вещества.

Сеноман-туронский возраст свиты определяется комплексом данных. Двустворчатые моллюски и листоногие ракообразные (конхостраки), обнаруженные в туфогенно-осадочных образованиях, по заключениям А. Н. Олейникова и Е. К. Трусовой, характерны для сеноманского и, в меньшей степени, позднесеноман-сантонского времени. Результаты радиологических определений возраста — 90—97 млн лет (Rb-Sr метод) не противоречат палеонтологическим данным.

Субвулканические образования — трахириолиты, риолиты, трахириодациты ($\tau\lambda K_2gl$), трахиандезибазальты ($\tau\alpha\beta$) выделены как среди вулканических полей развития галькинской свиты, так и среди пород фундамента, но преимущественно вблизи покровных вулкаников. Породы слагают лакколиты, лополиты, штоки, некки и дайки. Тела имеют субширотную и северо-восточную ориентировку. На контакте с вмещающими породами отмечаются маломощные зонки закалки (первые сантиметры), окварцевание, осветление пород как рвущих, так и прорываемых.

Для кислых разновидностей характерно небольшое количество вкрапленников и преобладание в них кварца. По химическому составу породы относятся к образованиям калиево-натриевой и калиевой серий, весьма высокоглиноземистые (коэффициент глиноземистости 8,74—9,29), высококалиевые, с низким содержанием титана и магния. Суммарная железистость $Fe_2O_3 + FeO = 1,60$. В них наблюдается повышенное содержание Sr, Ni, Co, Cu, Be, Yb. В трахиандезибазальтах повышены кларки концентраций Ba (1,7—3,2) и Sr (1,8—4,7).

Субвулканические, как и покровные, образования галькинского комплекса относятся к трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формации сводово-вулканических рифтовых зон в пределах жестких структур с развитой континентальной корой.

Поздне меловой возраст субвулканических пород комплекса принимается по аналогии с возрастом покровных комагматов.

С комплексом парагенетически связано золотое оруденение золото-серебряной формации.

Моховская толща (K_2mh) представлена небольшими выходами вулканитов в бассейнах рек Мадалан, Ольдой, Янкан и Уркан. Названа по ключу Моховский (бассейн р. Крестовка) [252], где установлена ее нижняя граница. Она объединяет [540] поздне меловую трахиандезитовую толщу и ранне меловую моховскую, выделенные при составлении Становой легенды [539]. На западе территории в составе толщи преобладают вулканогенно-осадочные породы – туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты с редкими пластами трахиандезибазальтов. На востоке она сложена трахиандезитами, трахиандезибазальтами, андезитами, андезибазальтами, их туфами, дациандезитами, базальтами и их туфотерригенными производными. Мощность отложений 50–400 м.

Толща с размывом залегает на всех более древних породах района, в том числе на фаунистически охарактеризованной нижне меловой крестовкинской свите.

От близких по составу и возрасту пород галькинской свиты вулканиты моховской толщи отличаются более высокой щелочностью, более низким коэффициентом агпаитности, сильнее пересыщены глиноземом. Возраст подтвержден палинокомплексом: *Aquilapollenites quadrilobus* Rouse, *A. cruciformis* N. Mtch., *A. Reticulatus* (N. Mtch.) Tchudy et Leop., *Tricolpites* sp., *Fibulapollis mirificus* Chlon., *Quercites sparsus* Samoil., *Podocarpidites multessimus* (Bolch.) Poc., *Cedruspollenites parvisaccatus* (Sauer) Chlon., *Taxodium* aff. *Distichum* (L.) Rich.

КАЙНОЗОЙ

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Кивдинская свита (P_1kv) впервые выделена в 1946 г. А. Н. Криштофовичем, который отнес к ней песчано-глинистые угленосные отложения, согласно залегающие на груботерригенных осадках, с которыми ранее она объединялась в единую толщу [184]. Стратотипической местностью для нее является Райчихинское бурогольное месторождение (лист М-52).

В междуречье Джалинда–Мал. Уркан свита сложена каолиновыми глинами, алевролитами с редкими маломощными прослоями бурых углей и разнотерригенных кварцевых песков. Пески содержат примесь гравия и мелких кварцевых галек [307]. Отмечается фациальная изменчивость свиты по простиранию. Мощность отложений до 70 м.

Возраст свиты достаточно убедительно доказан многочисленными находками флоры в отложениях стратотипического разреза и определениями палинофлоры. В пределах рассматриваемой площади раннепалеогеновый возраст отложений определен по содержащимся в них спорово-пыльцевым комплексам [127, 237].

Райчихинская свита ($P_2r\epsilon$) выделена А. М. Камаевой в 1973 г. на Райчихинском бурoughольном месторождении из состава кивдинской свиты (лист М-52). К ней отнесена надугольная часть разреза с характерным, райчихинским, флористическим комплексом. В пределах рассматриваемого листа она сложена серыми, темно-серыми глинами, содержащими углефицированные растительные остатки, а также пыльцу и споры, по которым устанавливается ее раннеэоценовый возраст.

Райчихинская свита с размывом залегает на кивдинской и с размывом перекрывается белогорскими отложениями. Мощность свиты до 30 м.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ И НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

Согласно ДВСЛ, мухинская, бузулинская и сазанковская свиты объединены в амуро-зейскую серию (P_2-N_1az).

Мухинская свита выделена из разреза бузулинской свиты. Первоначально нижняя часть разреза бузулинской свиты, которая по времени формирования соответствовала олигоцену, была описана как сукромлинская свита или нижняя подсвита бузулинской свиты [248]. Позднее [23, 256] эти отложения получили имя собственное по петротипическому разрезу, описанному в районе ж. д. станции Мухино по скважинам. В пределах рассматриваемого листа ее отложения представлены в Урканской и Уруша-Ольдойской впадинах, где на поверхность не выходят [137]. В Уруша-Ольдойской впадине свита сложена каолиновыми глинами с редкими гальками, гравием, дресвой кварцевого состава, отмечаются линзы и прослои алевритов, разнозернистых песков с растительными остатками. В Урканской впадине она представлена слабоокатанными гальками и гравием, дресвой и щебнем со значительным содержанием глинистого материала. Мощность свиты в пределах листа до 40 м.

Мухинская свита содержит богатый флористический комплекс, согласно которому ее возраст — нижний—верхний олигоцен. По спорово-пыльцевому комплексу И. Б. Мамонтовой установлено, что накопление мухинских осадков происходило в условиях теплого влажного климата морских побережий и болотных топей.

Бузулинская свита выделена К. П. Каравановым и В. Г. Трачуком по данным бурения в 1959—1960 гг. Первоначально ее стратиграфический объем определялся как олигоцен—миоцен и включал литологически пестрые угленосные отложения. Но, по данным последующих работ [248], нижняя часть разреза, соответствующая олигоценовому возрасту, была выделена в самостоятельный стратон — мухинскую свиту. Большая часть бузулинской свиты перекрыта молодыми отложениями и устанавливается по данным бурения. Ее выходы на поверхность отмечаются на левобережье р. Амур и в эрозионных окнах в бассейне р. Бурунда. В ее составе преобла-

дают каолинитсодержащие алевриты, часто глинистые, иногда песчанистые и каолинитовые (или монтмориллонит-каолинитовые) глины. Мелкозернистые полевошпат-кварцевые пески образуют невыдержанные по простираению и мощности прослои (0,2–1,5 м). В нижней части разреза свиты отмечаются крупнозернистые пески, иногда – бурые угли. Общая мощность отложений до 30 м.

Свита залегает с размывом на различных, более древних образованиях. Из отложений бузулинской свиты получен палинокомплекс, характерный для нижней–средней частей миоцена [373, 406], который согласно региональным стратиграфическим схемам [221] характерен и для верхней части олигоцена.

Сазанковская свита распространена на левобережье Амура и установлена при бурении в бассейне р. Амазар. Во впадинах Амура-Зейской группы она несогласно перекрывает породы фундамента, ниже-верхнемеловые терригенные и вулканогенные отложения. На бузулинской свите залегает субсогласно. Общее залегание – близкое к горизонтальному. Свита представлена каолинсодержащими разномелкозернистыми полевошпат-кварцевыми песками, галечниками, гравийниками, валунно-галечными отложениями, глинами и алевритами. Галечники обычно образуют прослои мощностью до 20–25 м, в них присутствуют валуны размером до 20–30 см. Характерная особенность свиты – ее светло-серая окраска с зеленоватым и голубоватым оттенком, что обусловлено обильной примесью в песках, глинах и алевритах минералов каолиновой группы, а также преимущественно кварцевым составом крупнообломочной фракции. Минеральный состав песков однообразный. Легкая фракция представлена кварцем до 60 % и полевым шпатом, а тяжелая – на 90 % ильменитом и цирконом. Мощность осадков непостоянная – от 10 до 100 м.

На правобережье р. Уркан состав отложений – алеврито-песчанистый с гравием и мелкими гальками кремнистых пород. Пески разномелкозернистые каолинсодержащие полевошпат-кварцевые. Алевриты образуют невыдержанные по простираению пачки мощностью 1–3 м, глины – линзовидные прослои мощностью 0,5–1 м. Мощность отложений колеблется от 15 до 45 м.

В южной части территории листа свита слагает неогеновую долину пр. Амура в виде полосы шириной 6–18 км и реликты палеодолин мелких водотоков. Состав свиты здесь преимущественно песчанистый с гравием и мелкими гальками кварца и редкими прослоями глин. Пески разномелкозернистые, имеют полевошпат-кварцевый состав. Полевые шпаты в них практически полностью каолинизированы. Глины сложены каолинитом с незначительной примесью гидрослюд. Мощность отложений 13–65 м.

Сазанковская свита содержит богатый палинокомплекс теплолюбивой и умеренно-теплолюбивой растительности, по определению которого установлен средне-позднемиоценовый возраст осадконакопления.

В бассейне р. Амазар свита представлена в разных соотношениях озерно-аллювиальными, аллювиально-пролювиальными, пролювиальными галечниками, валунниками, гравием, песками, суглинками мощностью 46–90 м. Литолого-фациальными особенностями свиты являются: частая фациальная изменчивость отложений, низкая их сортировка, различная степень окатанности обломков, в основном гидрослюдистый состав глин. Об-

разования свиты залегают на коренных породах и перекрыты отложениями белогорской свиты и неоплейстоцена. Разрезы свиты описаны при геологосъемочных работах [340, 389, 513, 611, 651]. Данные о возрасте отложений отсутствуют (палинологические пробы не результативны, органические остатки не обнаружены). По мнению разных авторов, возраст свиты изменяется от палеоген-неогенового [650] до плиоцен-раннечетвертичного [458]. По аналогии с восточными районами принят средне-позднемиоценовый. В низах неогеновой толщи установлена знаковая золотонность [389].

НЕОГЕН–КВАРТЕР

Белогорская свита (N_2-O_{Ebl}) [286] распространена в Уруша-Ольдойской и в обрамлении Амуро-Зейской группы впадин, где поля распространения осадков площадью первые километры наблюдаются на вершинах пологих водоразделов. На западе территории свита слагает фрагменты высоких аккумулятивных уровней р. Доптуган и низовьев р. Амазар. В низовьях Амазара она представлена переслаиванием озерных и аллювиальных толщ со склоновыми фациями. Преобладают гравийно-галечные и валунно-галечные отложения с суглинистым или песчаным заполнителем с редкими прослоями песков, суглинков и галечников с суглинистым заполнителем. Разрезы белогорской свиты в бассейне р. Доптуган отличаются большим или меньшим количеством мегакластов, а также объемом песчано-гравийного заполнителя. В составе спорово-пыльцевого комплекса из «белесых отложений» преобладает пыльца древесных, где практически всегда присутствует пыльца сосны обыкновенной, и травянистых растений. В значительных количествах отмечается пыльца берез, представленных пятью разновидностями (*Betula sect. Costatae* и *sect. Albae*) и кустарниковых (*Betula sect. Fruticosae* и *Betula sect. Nanae*), среди которых выделяется форма *Betula sect. Nanae*. Комплекс пыльцы широколиственных растений представлен тремя постоянно встречающимися компонентами: липы, лещины, вяза и, спорадически, дуба и грецкого ореха. В небольших количествах отмечается пыльца сибирской сосны, кедрового стланика, ели и лиственницы.

В Уруша-Ольдойской впадине белогорская свита без видимого углового несогласия перекрывает сазанковскую или с размывом залегают на более древних образованиях. Свита сложена аллювиальными, озерно-аллювиальными или аллювиально-пролювиальными фациями. Разрез аллювиальных отложений представлен гравийно-галечными отложениями с песчано-глинистым заполнителем. Полимиктовые пески, реже глины и алевроиты образуют прослои. Отложения нередко содержат каолин. Озерно-аллювиальными образованиями выполнены реликты палеодолин [543], развитые в бассейнах рек Мал. Ольдой, Янкан, Ольдой. Разрез этих отложений представлен глинами с большим количеством органики, разнозернистыми полевошпат-кварцевыми песками, а также мелкими и средними, слабо сортированными, неравномерно окатанными галечниками. Площадь развития аллювиально-пролювиальных отложений незначительна, они пред-

ставлены лишь на левобережье р. Янкан, где имеют фациальные переходы с отложениями озерно-аллювиального генезиса. Мощность до 31 м.

В обрамлении Амура-Зейской впадины свита перекрывает образования палеозойского фундамента. Представлена аллювиальной фацией: разнотернистые кварц-полевошпатовые пески с примесью и линзами гравийно-галечникового материала. Мощность 155 м. Плиоцен-неоплейстоценовый возраст свиты установлен по многочисленным спорово-пыльцевым комплексам (за пределами листа), 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.

КВАРТЕР

Отложения квартера различных генетических типов распространены повсеместно. Их распространение, мощность и литологическая изменчивость определяется положением в основных морфоструктурах региона. Мощность отложений изменчива, во впадинах она местами превышает 60 м. Обоснование возраста часто затруднено, так как находки остатков фауны немногочисленны, а палинологические данные допускают различную интерпретацию в связи с отсутствием эталонных спорово-пыльцевых спектров и присутствием большого количества пыльцы и спор, переотложенных из дочетвертичных отложений. В основу расчленения отложений положены климатостратиграфические и палеонтологические данные. Описание отложений дается в соответствии со стратиграфическими схемами, принятыми на Межведомственном стратиграфическом совещании по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1987), с учетом разработанных схем к серийным легендам ГК-200 нового поколения.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Средний неоплейстоцен

Представлен ледниковыми (на карте не показаны), озерными отложениями самаровского и тазовского и аллювиальными тазовского горизонта.

Ледниковые образования *самаровского* времени обладают специфическими особенностями, обусловленными накоплением их в литоральной зоне приледниковых бассейнов. В бассейне р. Тунгир они формируют краевое образование, сложенное в основном мелкозернистыми, полимиктовыми, сортированными с ритмичной горизонтальной слоистостью песками, залегающими на высоте от 10 до 150 м над урезом воды. В песках отмечаются «плавающие» глыбы и валуны, количество которых увеличивается к северной (вниз по течению реки) окраине массива песков и к его подошвенной части [273, 414]. Аналогичные формирования, включая и чисто моренные покровы, прослеживаются вниз по течению р. Олекма за пределами Читинской области [413, 414, 554, 623].

Отложения конечных морен *тазовского* оледенения, рассматриваемые ранее как верхнечетвертичные [142], выделены в устьях притоков рек Ус-мун и Прав. Копри. Они представлены несортированным валунно-супесчаным или валунно-суглинистым материалом из местных пород, мощностью 4–8 м. Возраст ледниковых отложений устанавливается по геоморфологическому положению – вне поля развития зырянских морен.

Озерные отложения (IQ_{II}) сформированы в самаровское и тазовское время. Самаровские осадки представлены преимущественно суглинистым, супесчаным, песчаным материалом. Мощность отложений не более 10 м. Участки их распространения представляют собой интенсивно заболоченные мари, развитые в обширных долинных расширениях и по бортам Ненюгинской и Тунгирской впадин [414]. Предшественниками они выделялись как озерные средне-верхнечетвертичные [191], озерно-аллювиальные среднечетвертичные [203, 273]. Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный из суглинков верхней части разреза по р. Тунгир, характеризуется преобладанием спор и пыльцы *Betula sec. nanae* и *Alnaster* и, в целом, отражает холодные условия одного из оледенений среднего неоплейстоцена [191, 414]. На участках, пересекающих периферию самаровского ледникового покрова, где сложно отделить собственно озерные отложения от субаквальных морен, выявлены песчаные толщи мощностью до 150 м. Озерные отложения тазовского времени (на карте не показаны) в бассейне р. Олекма сохранились на уровнях, не превышающих зеркало тазовской подпруды 740–760 м. Они сложены песчано-галечным материалом со значительной примесью дресвы и щебня. На отдельных участках преобладают песчано-дресвяные, дресвяно-суглинистые и дресвяно-супесчаные толщи. Мощность их не более 10 м [414].

Аллювиальные отложения (aQ_{II}) в пределах долин водотоков третьего-четвертого порядка слагают четвертую (реки Нюкжа, Олекма), вторую и третью (реки Амур, Ольдой, Уркан, Ольга), вторую (реки Бол. Ольдой, Гиллой, Ирмакит и Талга) надпойменные террасы высотой 35–60 м (до 15 м в верховьях). Разрезы террас имеют, как правило, трехчленное строение: в основании залегают косослоистые грубообломочные осадки русловой фации, которые сменяются песками и песчанистыми глинами пойменных фаций аллювия, выше залегают осадки фаций старичных озер. Мощность отложений до 60 м (в среднем 15–20 м). Спорово-пыльцевой комплекс, полученный из осадков в среднем течении р. Гиллой, характеризует развитие в это время хвойно-березовых лесов с редкой ольхой. Присутствие в спектре *Betula albo* В и г к. позволило Л. Л. Казачихиной сделать вывод о среднеплейстоценовом возрасте отложений. В отложениях рек Амур, Ольдой, Уркан, Ольга выявлены спорово-пыльцевые комплексы *Merica*, *Juglans*, *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Gramineae*, *Ericaceae*, *Compositae*, *Sphagnum*, *Polypodiaceae*, *Betula albo-sinensis* Rgl., *Pinus* sect. *Cembra*, *P. sect.*, *Alnus*, *Alnfster* и др., которые соответствуют этапу среднеплейстоценового похолодания с относительно сухим климатом. Определения возраста радиотермомлюминесцентным методом составляют 153–220 ± ± 55 тыс. лет [454].

Верхний неоплейстоцен

Представлен ледниковыми отложениями зырянского и сартанского горизонтов, озерными — зырянского, аллювиальными первых (каргинско-сартанских), вторых (казанцевско-зырянских), третьих и четвертых надпойменных террас.

Озерные отложения (IQ_{III}) зырянского горизонта в бассейне р. Олекма картируются на уровнях, соответствующих максимальному стоянию зеркала «зырянского» озера, равному 680 м, и стабилизированному — 640 м. Осадки, выделенные ранее как аллювиальные верхнечетвертичные, слагают чехол высоких 20–40-метровых террас р. Тунгир, в междуречье его левых притоков Балгихта—Чопкоккон и ниже пос. Гуля, и р. Танангра [273]. В основном они состоят из глин, песков, суглинков, илов, супесей. На отдельных участках преобладают песчано-дресвяные, дресвяно-суглинистые и дресвяно-супесчаные образования. Мощность осадков не более 15 м [414]. Из описываемых осадков, на сопредельных листах было отобрано большое количество палинологических проб, которые свидетельствуют о формировании отложений в период глубокого похолодания с ландшафтами кустарниковой тундры [414, 530].

Первая ступень. Аллювиальные отложения (aQ_{III1}) представлены аллювием третьей террасы крупных водотоков высотой 20–30 м, в ледниковых областях и первой и второй, высотой 5–30 м, во внеледниковых. Разрез отложений характеризуется двучленным строением. Нижняя часть выдержана по всей территории и представлена разнозернистыми песками, галечниками, верхняя часть в долинах горных рек имеет песчано-алевритоглинистый состав. Мощность в среднем 2–6 м.

Время формирования отложений определяется на основании их геоморфологического положения.

Вторая ступень. Аллювиальные отложения (aQ_{III2}) слагают первую надпойменную террасу высотой 2–8 м, широко развитую в долинах большинства территории рек листа во внеледниковых областях. Они представлены песчано-галечными отложениями: галечниками, песками с примесью валунов и галек, алевритами, гравийниками, супесями. Мощность изменяется в зависимости от типа долины от 2 до 14 м. Спорово-пыльцевой комплекс отложений, представленный древесными породами с преобладанием берез, сосен, ели, лиственницы, травами и кустарничками переувлажненных лугов, спорами мхов, папоротников, характеризует холодный период позднего неоплейстоцена. В отдельных пробах присутствуют жгутиковые водоросли. Значения радиотермолюминесцентного возраста песчаных отложений укладываются в интервал 63–73 тыс. лет [454].

Вторая ступень. Одноледниковые отложения (fgQ_{III2}) приурочены к высокогорным районам с абсолютными высотными отметками 1500–2500 м. Они разделяются на ледниковые и флювиогляциальные образования, но в масштабе карты их можно отобразить только совместно. Ледниковые отложения представлены фациями морен: конечных, основных и абляционных. Конечные морены распространены незначительно; сложены валунно-глыбовым материалом со щебнем и дресвой, со значительной примесью глинистых частиц. Мощность 20–25 м. Основная море-

на представляет собой маломощный покров суглинистых отложений с глыбами и щебнем, остатки которого наблюдаются в днищах и в нижних частях склонов ледниковых долин. Наибольшим распространением пользуются абляционные морены. Они слагают аккумулятивный холмистый рельеф, образуют отдельные массивы, прислоненные к склонам долин, представлены относительно хорошоокатанным валунно-галечным материалом с линзами и прослоями хорошосортированного гравия и песка. Мощность абляционной морены достигает 50–60 м. Флювиогляциальные отложения образовались под воздействием талых ледниковых вод и слагают аккумулятивные террасы в долинах, подвергавшихся четвертичному оледенению. Они представлены галечниками, иногда с валунами. Мощность 20–25 м. Возраст ледниковых отложений для западной части Становой зоны определяется по аналогии с подобными отложениями Читинской области, а восточной – Хабаровского края и Республики Саха (Якутия), где он подтвержден палеонтологическими, палинологическими данными и определениями абсолютного возраста радиоуглеродным методом.

Третья ступень. Аллювиальные отложения (aQ_{III}) представлены аллювием второй террасы в ледниковых областях и первой средних водотоков во внеледниковых: песками, галечниками, суглинками. Мощность 2–8 м. Возраст определяется на основании геоморфологического положения слагаемых ими террас и по отношению к ледниковым отложениям.

Аллювиальные отложения (aQ_{III}) в горных районах слагают эрозионно-аккумулятивные террасы высотой 20–25 м, во впадинах имеют аккумулятивное строение: в долинах основных водотоков левобережья р. Амур приурочены в основном к первой–четвертой надпойменным террасам. Террасы имеют, как правило, двучленное строение: в основании залегают косослоистые грубообломочные осадки русловой и пойменных фаций мощностью до 25 м, которые сменяются осадками фаций старичных озер мощностью до 15 м. В составе аллювия значительную роль играют тонкослоистые глины, содержащие погребенные торфяники, остатки древесной растительности, а также линзы льда. Нередко в толще отмечается криотурбация. Возраст отложений определяется геоморфологическим положением слагаемых ими террас и находками остатков фауны млекопитающих: *Elephas primigenius* Blum., *Equus* sp., *Bison* sp. (*Bos* sp.?). Повсеместно отложения охарактеризованы спорово-пыльцевым спектром, в котором доминирует пыльца дрсвяных (до 54 %) с преобладанием различных видов березы.

ВЕРХНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН–ГОЛОЦЕН

Аллювиальные отложения (aQ_{III-H}) слагают первую надпойменную террасу, высокие и низкие поймы средних и крупных, а также днища долин ряда мелких водотоков. Надпойменные осадки представлены фациями песков, галечников, гравия с подчиненным количеством супесей и суглинков; пойменные – галечниками, песками и глинами; русловые – песчано-галечными отложениями с примесью валунов и щебня. Мощность 3–12 м.

Отложения первой надпойменной террасы, высоких и низких пойм характеризуются палинокомплексом холодолюбивой и умеренно-теплолюбивой позднеплейстоценовой флоры таежных лесов и марей. Значения радиотермолюминесцентного возраста песчаных отложений от 4 ± 1 до 23 ± 6 тыс. лет [454].

Делювиально-пролювиальные отложения (dpQ_{III-H}) накапливаются на пологих нижних частях склонов и в прибортовых частях впадин, где представлены суглинком, супесью, песчанистыми глинами и глинистыми песками со щебнем и дресвой, редко глыбами. По долинам крупных рек образуют шлейфы и небольшие конусы выноса, сложенные щебнисто-глыбово-галечниковым материалом с песчанистыми глинами в заполнителе. Мощность 4–15 м. Возраст определяется по отношению к аллювиальным отложениям.

ГОЛОЦЕН

Аллювиальные отложения (aQ_H) слагают поймы и выстилают русла современных рек. К ним также относятся аллювиально-пролювиальные образования временных водотоков и конусов выноса. На карте показаны только аллювиальные. Нижняя часть разреза, как правило, сложена валунно-галечными и песчано-галечными отложениями, верхняя — глинами, супесями, суглинками и илистыми образованиями, реже торфом. Характеризуются значительными фаціальными изменениями как по простиранию, так и по разрезу. Мощность пойменного аллювия по данным бурения изменяется в долинах разнопорядковых рек от 1 до 25 м, в среднем — 1–6 м. Возраст обоснован многочисленными находками мелких и крупных млекопитающих, артефактами бронзового и железного веков и результатами палинологических анализов, характеризующих современные растительные сообщества. С голоценовым аллювием русел и пойм связано большинство россыпных месторождений золота.

МАГМАТИЗМ*

Интрузивные образования на территории листа распространены очень широко, охватывают возрастной интервал от раннего архея до позднего мела и представлены набором почти всех наиболее распространенных петрографических типов пород — от ультраосновных до ультракислых и щелочных, с резким преобладанием гранитоидов. Наблюдается большое разнообразие plutonic комплексов по формационной принадлежности, генезису, типу и глубине становления: от глубинных, частично палингенных, гнейсо-гранитного типа до эпизональных и их приповерхностных субвулканических аналогов. Различны и многообразны степень дифференцированности комплексов и сложность внутреннего строения плутонов. Ведущую роль в металлогеническом отношении играют интрузии мезозоя.

РАННИЙ АРХЕЙ

Хорогочинский комплекс метаперидотит-габбровый (vAR_1^1h) — метаморфизованные габбро, нориты, габбронориты, анортозиты, олигоклазиты, андезиниты, редко плагиопироксениты, дуниты. Выделен в легенде Становой серии листов ГК-200 нового поколения [539]. Развита в пределах Становой СБ. Включает плутоны площадью первые—десятки квадратных километров и более мелкие интрузии, раннескладчатые и доскладчатые.

Ультраосновные породы образуют небольшие согласные линзовидные, пластообразные, нередко будинированные тела, дислоцированные и метаморфизованные совместно с вмещающими образованиями нижнего архея, или слагают придонные части более крупных расслоенных массивов. Протяженность тел — первые сотни метров, редко больше, мощность — первые десятки метров. Контакты с вмещающими породами четкие, реже постепенные. Большинство выходов монопородные, но в некоторых есть слабая дифференцированность. Породы массивные, средне- или крупнозернистые, темно-зеленые, буроватые, почти черные. Метаморфизованные габбро, нориты, габбронориты, анортозиты, олигоклазиты, андезиниты развиты более широко и слагают крупные дифференцированные массивы или

* Количественно-минералогический состав пород и их петрохимические характеристики приведены в БД.

согласные, реже секущие тела. В качестве петротипического рассматривается массив, расположенный в бассейне р. Хорогочи-2, площадью около 20 км². Он состоит из двух тел – северного и южного. Для южного, межпластового, тела характерна грубая дифференциация, выражающаяся чередованием разнопородных участков, мощностью первые сотни метров, с признаками скрытой расчлененности. В коренном залегании установлено следующее строение его нижней части (снизу вверх): плагиопироксениты – 150 м, оливинсодержащие пироксениты – 170 м, лейкогаббронориты – 200 м, анортозиты – 160 м. Контакты интрузии с подстилающими кристаллическими сланцами постепенные. На контакте супракрystalльные образования насыщены линзами ультраосновных кристаллических ортосланцев: оливиновых, дупироксен-оливиновых, с характерными аксессуарными минералами – шпинелью, магнетитом, хромитом. Северное тело сложено в основном анортозитами. Характерен процесс анортитизации, широко проявленный во вмещающих кристаллических сланцах в зоне экзоконтакта шириной до первых сотен метров. Не исключено, что основная масса анортозитов сформирована здесь метасоматическим путем, поэтому можно считать северную часть Хорогочинского массива гетероморфной. Породы принадлежат к габбро-анортозитовой формации [155, 156].

Комплекс перспективен на обнаружение промышленных концентраций титано-магнетитовых руд.

Раннеархейский возраст хорогочинского комплекса принимается на основании следующих данных. Ультраосновные и основные плутонические породы пространственно тяготеют к кристаллическим сланцам, сходным по составу. Тела ультрабазитов, базитов и вмещающие их стратифицируемые образования испытали одновременные и одноплановые пластические деформации, в них отмечаются изофациальные метаморфизм, ультраметаморфизм и диафторез. Возраст наложенного метаморфизма, определенный U-Pb методом по циркону (2560 ± 18 ; 2700 ± 30 млн лет, лаборатория ВСЕГЕИ, 2005 г.), отражает время становления прорывающих раннепротерозойских гранитоидов Амунакитского батолита.

Олошкинский комплекс метагаббровый (vAR_1^{10}) слагает разобщенные тела площадью 20–200 км² и менее в Западно-Становой СБ. Выходы тел вытянуты в субмеридиональном–северо-западном и близширотном направлениях, подчеркивая тем самым структурный план развивающихся по габброидам диоритоидов и гранитоидов позднеархейского возраста, среди которых они встречаются в качестве скиалитов-ксенолитов. В бассейне р. Ольдой породы комплекса слагают два крупных (100–150 км²) массива и ряд небольших тел, линз и будин среди метаморфических образований раннеархейского могочинского комплекса. На изданных ГК-200 нового поколения листов N-51-XV и N-51-XVI и в объяснительных записках к ним ассоциация пород бассейна р. Ольдой фигурирует как «кенгуракские метагаббро, метагабброанортозиты, метаанортозиты и рудные метагаббро».

Комплекс представлен метаморфизованными габбро, оливиновым габбро, пироксенитами, габбродиоритами, диоритами, серпентинитами [203, 488]. Переходы между разновидностями постепенные. В бассейне верхнего течения р. Сергачи-Хайктинские в восточной части одного из массивов отмечаются признаки дифференциации. От

периферии к центру наблюдается закономерная смена меланократовых разновидностей пород лейкократовыми с одновременным изменением состава от меланогаббро и рудных габбро до анортозитов. В составе плутонов встречаются все разновидности пород в различных комбинациях, но преобладают метаморфизованные габбро. Ксенолиты, линзы и будины, обычно монопородные. Контакты базитов с образованиями могочинского комплекса тектонические, а с прорывающими раннедокембрийскими гранитоидами — секущие, с образованием ксенолитов. На контактах с протерозойскими плутоническими образованиями в габброидах широко проявлены процессы фельдшпатизации, в результате которых первичный состав пород значительно изменен. Мелкие выходы габброидов, пространственно ассоциирующие с диоритоидами позднеархейского амазарского комплекса, слагают среди них согласные пластинообразные тела и линзы.

В крупных массивах габбро обычно массивные, средне- и среднекрупнозернистые, мезократовые и меланократовые, нередко рассланцованные с переходом в кристаллические сланцы.

По химическому составу базиты относятся к классу основных пород нормального, реже субщелочного ряда калиево-натриевого, редко натриевого типа [132, 154]. Субщелочной уклон, возможно, обязан проявлению наложенной калишпатизации.

Метагабброиды нередко содержат повышенные концентрации железа и титана.

Плотность габброидов колеблется от 2,72 до 3,1 г/см³, благодаря чему их тела фиксируются положительными гравитационными аномалиями.

Возраст пород определяется по косвенным данным. Они совместно с вмещающими нижнеархейскими стратифицируемыми образованиями испытали одновременные и одноплановые пластические деформации, изофациально метаморфизованы, прорываются гранитоидами древнестанового и диоритоидами амазарского комплексов позднего архея, на смежной с запада территории, в бассейне р. Бармакит, мигматизируются эндербитами верхнемоклинского комплекса раннего архея. Абсолютные датировки отсутствуют. Предполагается принадлежность пород к габбро-анортозитовой формации.

Дамбукино-ларбинский комплекс эндербитовый (ϵnAR_1^1dl) — эндербиты, гнейсоэндербиты метаморфизованные, гнейсоплагиограниты, гнейсогранодиориты, кварцевые гнейсодиориты. Комплекс распространен повсеместно в пределах Становой СБ.

Породы слагают мигматит-плутоны площадью 10–20 км², небольшие, площадью 0,3–0,5 км², соскладчатые тела, не отражающиеся в масштабе карты, и лейкосому в гнейсах и кристаллических сланцах раннего архея [537]. Между эндербитами и вмещающими стратифицируемыми образованиями наиболее характерны послойно-инъекционные контакты с постепенным переходом, через зону мигматитов. В зоне эндоконтакта в эндербитах уменьшается количество кварца и размер зерен, затем в интервале 7–10 см появляются маломощные слойки кристаллических сланцев, количество которых увеличивается, а роль послойных инъекций уменьшается. Базиты и ультрабазиты контактируют с эндербитоидами через зоны агматитов шириной от нескольких метров до нескольких десятков метров. Внут-

реннее строение массивов сложное. В целом, от центра к периферии интрузий массивные и грубополосчатые текстуры постепенно сменяются линейно-полосчатыми и тонкополосчатыми. Контакты между разновидностями диффузные.

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

По химическому составу эндербитоиды соответствуют тоналитам, плагиогранитам и низкощелочным гранитам, гранодиоритам, редко кварцевым диоритам гранит-зеленокаменных областей. Породы высокоглиноземистые, принадлежат к калиево-натриевой серии, относятся к мигматит-гранитовой формации.

Интенсивно измененные разновидности превращены в апоэндербиты, которые легко диагностируются при проведении полевых работ. Они представляют собой светло-серые средне- и мелкозернистые породы с характерной ноздреватой поверхностью, пятнистой, пятнисто-полосчатой текстурой. Пятнистая текстура обусловлена наличием кумулобласт вторичных минералов, развитых по первичным пироксенам и амфиболу с сохранением их кристаллографических форм. Полосчатость создается за счет группировки кумулобласт. Вследствие привноса-выноса элементов в процессе метасоматоза, химический состав пород варьирует в широких пределах: от гранитов до кварцевых монцонитов с преобладанием гранодиоритов.

Полезных ископаемых, связанных с комплексом, не установлено, отдельные разновидности интересны как облицовочный материал.

Раннеархейский возраст пород определен радиологическими методами на смежной территории листа N-52: от 3450 ± 50 до 3460 ± 16 млн лет (Sm-Nd метод), от 3400 ± 120 до 3570 ± 60 млн лет (U-Pb метод по цирконам). Этот возраст подтверждается косвенными данными: породы комплекса мигматизируют кристаллические сланцы с возрастом более 3 млрд лет, изофациально диафторированы вместе с ними в возрастном интервале 2823–2723 млн лет, повсеместно прорваны гранитоидами с возрастом 2504 млн лет [149, 538].

Верхнемоклинский комплекс гранитовый ($\gamma AR^1, v$) представлен гранито-гнейсами, плагиогранито-гнейсами и гранитами, распространенными очень ограниченно в выходах площадью до 50 км² только в южной части Западно-Становой СБ в Пришилкинском блоке в ассоциации с гранулитами раннего архея [298]. Контакты преимущественно согласные, расплывчатые через зону темных, полосчатых мигматитов. Вмещающие метаморфические породы диафторированы. Экзоконтактные процессы гранитизации в основных сланцах и амфиболитах проявлены менее интенсивно, чем в гнейсах и высокоглиноземистых сланцах. В эндоконтактах гранито-гнейсы насыщены мелкими скиалитами вмещающих пород, наследуют их минеральные парагенезисы — содержат амфибол, биотит, кордиерит, силлиманит, гранат.

Основную часть мелких тел, объединенных на геологической карте в выходы площадью до 50 км², слагают мелко-, средне- и крупнозернистые

гранито-гнейсы, плагиогранито-гнейсы и граниты, состоящие из плагиоклаза (олигоклаза и альбита—олигоклаза), калиевого полевого шпата (решчатого и пертитового), кварца. Кварц имеет специфические особенности — голубую окраску и пластинчатую форму зерен, группирующихся в полосы. В ограниченном количестве (до 1—2 %) присутствуют биотит, гранат, кордиерит, роговая обманка. Акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом, гиацитом, апатитом, пиритом, гранатом, сфеном. Структура гранобластовая, аллотриоморфнозернистая, порфиробластовая. Текстура полосчатая, гнейсовидная или массивная, обусловленная расположением зерен кварца.

Гранито-гнейсы сопровождаются жилами пегматитов мощностью от первых сантиметров до первых десятков метров, протяженностью до 500—1000 м. Гранито- и плагиогранито-гнейсы переходят постепенно в пегматоидные граниты и редкоземельные пегматиты.

По химическому составу гранито-гнейсы и плагиогранито-гнейсы относятся к гранитоидам нормального ряда, преобладающего натриевого, реже калиево-натриевого типа.

Комплекс относится к мигматит-гранитовой формации. За пределами территории в его составе отмечены эндербиты и чарнокиты.

Гранитоиды развиты только в ассоциации с метаморфическими образованиями раннего архея, согласно участвуя в их складчатых структурах. Верхняя возрастная граница комплекса определяется прорыванием гранитов раннепротерозойскими кварцевыми диоритами [170, 514].

Древнеалданский комплекс мигматит-чарнокитовый ($\approx AR_1^1d$) — чарнокиты, гнейсочарнокиты, мангериты, йотуниты, фарсундиты, граниты, лейкограниты, субщелочные лейкограниты. Распространен в Южно-Алданской СБ, в бассейнах рек Дырында и Олекма в тесной ассоциации с породами гранулитовой фации. Гранитоиды слагают лейкосому в кристаллических сланцах и гнейсах алдания, образуют различные по площади (от первых квадратных метров до первых десятков и сотен квадратных метров) выходы в различной степени гомогенизированных пород, которые, как правило, наследуют состав вмещающих метаморфических образований. Доминируют чарнокиты роговообманково-пироксеновые, гранатовые, кордиерит-силлиманитовые. В акцессорных парагенезисах наиболее развит ильменит.

В комплексе преобладают породы натриевой низкощелочной петрохимической группы при постоянном присутствии калиево-натриевых умереннощелочных пород. Он относится к мигматит-гранитовой формации. Почти постоянно в гранитоидах наблюдаются следы последующих преобразований, устанавливаемых как по структурно-тектоническим, так и по минеральным признакам.

Возраст комплекса определяется лишь по радиологическим данным на смежных территориях [209, 287, 288, 290, 291].

Лучинский комплекс метапироксенит-метагаббровый (vAR_1^2lc) — метаморфизованные габбро, пироксениты, горнблендиты, перидотиты распространены повсеместно в Становой и Западно-Становой СБ. Выделен в 1998 г. В. А. Гурьяновым. Впервые интрузии комплекса были описаны Л. П. Карсаковым в 1963—1966 гг. на территории смежного с востока

листа N-52 в бассейнах рек Луча, Купури и Зея в пределах Купуринского блока как доскладчатые раннепротерозойские образования. Интрузии имеют небольшие размеры, редко достигающие первых квадратных километров. Обычны бескорневые тела, линзы, будины мощностью первые квадратные метры во вмещающих, близких по составу кристаллических сланцах. Контакты тел с метаморфитами нижнего архея, как правило, четкие, резкие, без эндо- и экзоконтактовых изменений, нередко тектонические. Состав тел монопородный без признаков дифференциации. Соотношений между разновидностями пород не установлено. Комплекс принадлежит к доскладчатой габбровой формации. Породы, вероятно, являются интрузивными аналогами метавулканитов становия, совместно с которыми они дислоцированы, метаморфизованы в амфиболитовой фации, гранитизированы раннеархейскими древнестановыми и токсско-алгоминскими гранитоидами.

Габброиды относятся к нормальному и субщелочному рядам натриевой серии. По мере обогащения кремнеземом в них увеличивается содержание щелочей, одновременно происходит уменьшение железистости темноцветных минералов. Габброиды могут быть специализированы на титан, поскольку в отдельных образцах неоднократно отмечалось его повышенное содержание. Комплекс перспективен на обнаружение апатитовых руд [230]. В магнитном поле над большинством массивов наблюдаются положительные аномалии, вследствие высокой магнитной восприимчивости пород, обусловленной повышенной общей железистостью пород и большим содержанием магнетита.

Возраст комплекса принимается в соответствии с ДВСЛ.

Токско-алгоминский комплекс кварцеводиоритовый – кварцевые диориты гнейсовидные ($q\delta AR, ^2ta$), кварцевые диориты до гранодиоритов ($q\delta-\gamma\delta$), диориты (δ), гранодиориты гнейсовидные ($\gamma\delta$), кварцевые диориты до диоритов ($q\delta-\delta$), гранодиориты до гранитов ($\gamma\delta-\gamma$). Комплекс развит в пределах Становой и Западно-Становой СБ в бассейнах рек Олекма, Нюкжа, Бол. Ольдой, Гилюй, Уркан и Тында. Его название дано по массиву кварцевых диоритов междуречья Тока и Алгомы (лист N-52) [178]. На всей площади распространения породы образуют крупные (до 100 км² и более) массивы, субсогласные со структурой вмещающих гнейсов и кристаллических сланцев становия, а также многочисленные пластовые тела различной мощности, сгруппированные в обширные поля и отдельные жилы. Контакты с породами становия обычно четкие, нередко постепенные переходы через зоны послонных мигматитов шириной 0,5–1 км, но без экзо- и эндоконтактовых изменений. От периферии к центру метаморфических тел увеличивается объем лейкосомы до ее полного преобладания. Массивы также в разной степени наполнены реликтами субстрата, представленного в форме «теней» – полос, линз, пятен. Между диоритами и гранодиоритами наблюдаются постепенные переходы, иногда отмечаются рвущие соотношения. В небольших интрузиях (более 300 м²) отмечается слоистое строение: грубое чередование средне- и крупнозернистых пород. Комплекс сформирован до главной фазы складчатости.

Кварцевые диориты и гранодиориты – биотит-роговообманковые, обычно гнейсовидные, зеленовато-серого до темно-серого цвета. Породы

среднезернистые, реже мелко- и крупнозернистые, во внутренних частях крупных тел массивные, нередко порфириовидные; отмечаются признаки метаморфизма в амфиболитовой фации, развиты биотитизация, бластез, рассланцевание. В пределах пластовых тел и полей характерна невыдержанность количественно-минералогического состава. Породы содержат повышенное количество аксессуарных минералов (до 4–5 %): сфена, апатита, ортита, циркона, рудного, а также вторичного эпидота. По химическому составу относятся к щелочноземельному ряду повышенной за счет натрия щелочности. В порфиробластовых разновидностях отмечается повышенная калиевоность за счет фельдшпатизации.

Комплекс относится к кварцеводиоритовой формации.

Полезных ископаемых, связанных с его формированием, не выявлено.

Нижняя возрастная граница определяется тем, что породы комплекса прорывают метаморфиты становия, верхняя – мигматизацией древнестановыми гранитоидами.

Амазарский комплекс кварцеводиоритовый ($q\delta AR_1^2 a$) представлен кварцевыми и кварцсодержащими диоритами, габбродиоритами, плагиогранито-гнейсами, плагиогранитами, гранитами. Слагает три крупных тела площадью по 100–500 км² и серию более мелких, порядка нескольких десятков квадратных километров, выходов в Западно-Становой СБ в пределах Витимо-Нюкжинского блока. Петротипическим является *Амазарский массив*, расположенный на границе листов N-51 и N-50 [300]. Внутреннее строение массива сложное – «грубослоистое» и характеризуется чередованием пород нескольких петрографических разновидностей, слагающих параллельные полосы, линзы, обособления неправильной формы. Диоритоиды средне-, мелко-, крупнозернистые, мезо- и меланократовые, гнейсовидные, реже массивные, равномернозернистые или пятнистые. По составу резко преобладают кварцевые диориты, значительно менее развиты диориты, габбродиориты (до горнблендитов), плагиограниты. Границы между перечисленными разновидностями нечеткие расплывчатые, реже резкие. Ориентировка гнейсовидности субмеридиональная, иногда с изменением на субширотную. Характерная черта диоритоидов – насыщенность их ксенолитами и скиалитами вмещающих кристаллических сланцев и гнейсов (значительно меньше), обычно изоклинально-мелкоскладчатых. Нередко среди диоритоидов присутствуют реликты диоритизированных габбро и габбродиоритов. Структура пород гранобластовая, реже гипидиоморфнозернистая, текстура – гнейсовидная или полосчатая, реже массивная.

Соотношения с вмещающими образованиями алдания преимущественно согласные и субсогласные, реже секущие. Переходы как резкие, так и постепенные, эндо- и экзоконтактные изменения не отмечаются. Аналогичные диоритоиды довольно широко развиты среди габброидов олошклинского комплекса, где они трактуются как вторичные наложенные образования. Границы между ними постепенные, причём плагиоклаз в габбро раскисляется и структура из габбровой переходит в гранобластовую.

Плагиогранито-гнейсы выделяются в виде самостоятельного тела среди мигматизированных кристаллосланцев тургинского комплекса на водоразделе Мокла–Серегли. Ширина участков развития плагиогранито-

гнейсов и их мигматитов, чередующихся с менее мигматизированными гнейсами и сланцами, варьирует от десятков до нескольких сот метров. Контакты нерезкие расплывчатые, состав пород изменяется до гранитов.

По химическому составу диоритоиды относятся к классу средних пород нормального ряда калиево-натриевого типа, плагиогранитоиды — натриевого типа, причем соотношение натрия и калия в них более контрастно в сторону натрия.

Геохимические особенности пород характеризуются пониженными по отношению к кларку содержаниями всех микроэлементов. Комплекс относится к кварцеводиоритовой формации.

Диоритоиды прорывают и содержат скиалиты раннеархейских метаморфитов гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма и прорываются гранитоидами раннеархейского (становий) древнестанового комплекса, на основании чего амазарский комплекс относится к становию раннего архея.

Древнестановой комплекс плагиогранитовый — плагиограниты, низкощелочные граниты гнейсовидные ($\rho\gamma AR_1^2 ds$), граниты (γ), редко субщелочные граниты ($\epsilon\gamma$), гранодиориты ($\gamma\delta$), лейкограниты ($h\gamma$). Комплекс выделен Д. С. Коржинским в 1935 г. Распространен повсеместно в бассейнах рек Олекма, Тунгир, Нюкжа, Бол. Ольдой, Тында, Гилюй, Уруша, Омутная 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 сотни квадратных километров, а также жилы. 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 послонных и тневых. Характерна зависимость состава древнестановых гранитоидов от состава вмещающих пород, с преобладанием тех же темноцветных минералов. В массивах обычны скиалиты (от первых см² до нескольких км²) гранитизированных образований раннего докембрия, наблюдается изменчивость состава и структурно-текстурных особенностей пород. От периферии к центру интрузий ксенолитов становится меньше, среди гнейсовидных разновидностей начинают доминировать однородные средне-крупнозернистые граниты массивной текстуры, обычно порфириовидные. Переход постепенный и осуществляется на расстоянии первых сотен метров — первых километров с изменением состава и структурно-текстурных особенностей в ряду: кристаллический сланец — диоритогнейс — кварцевый диорит — неравномернозернистый меланократовый гранодиорит, содержащий скиалиты метаморфических пород — порфириовидный гранодиорит — среднезернистый более лейкократовый гранодиорит — биотит-роговообманковый гранит. В ряду пород происходят отклонения в составе до монцоидитов, граносиенитов или гранитов. Обладая согласием директивных структур, породы создают единую субмеридиональную структуру, часто нарушаемую наложенными структурами иного направления. Отмечаются случаи несогласного контакта с вмещающими породами.

Повсеместно проявлены наложенные метаморфизм, фельдшпатизация, эпидотизация, биотитизация. Детальными исследованиями устанавливается многоэтапное становление гранитоидов комплекса — от гранитизации через анатексис до конечной мобилизации. Поскольку в позднем архее и раннем протерозое плутоны формировались за счет реомобилизации раннеархейских образований, разделение позднеархейских, раннепротерозойских и древнестановых гранитоидов затруднено. Для карты принято, что появление поздней гомогенизированной фазы лейкогранитов—субщелочных лейкогранитов в пределах гранито-гнейсовых куполов свидетельствует о развитии процессов раннепротерозойской мобилизации, такие плутоны отнесены к раннему протерозою. Количественно-минералогический и химический составы пород невыдержанны. Отличительной особенностью слабоизмененных гранитоидов является резкое преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом (в 5–10 раз). В качестве основных разновидностей, выделяющихся по химическому составу, следует отметить высоконатровые низкокалиевые плагиограниты, высокощелочные калий-натриевые и натрий-калиевые граниты, приближающиеся к граносиенитам и щелочным гранитам.

Отличительная особенность гранитоидов комплекса — повышенные содержания элементов, не характерных для кислых пород: Ni, Co, Cr. В некоторых случаях в гранитах отмечается повышенное содержание Mo и Be, превышающее кларки на целый порядок [439], но это, вероятнее всего, результат наложенных гидротермальных процессов, связанных со становлением мезозойских плутонов.

Породы принадлежат к мигматит-плагиогранитовой формации. С ними связаны жилы пегматитов с мусковитом мощностью до 15–20 м и протяженностью до нескольких сот метров.

Массивам в целом соответствует ровное слабодифференцированное положительное гравитационное и слабопеременное положительное магнитное поля, низкий радиоактивный фон.

Возраст древнестанового комплекса определяется его генетической связью с процессами регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и складчатости толщ становия. Значения абсолютного возраста, определенные различными методами, соответствуют раннему протерозою и не согласуются с геологическими данными [34, 35, 208].

В целом возраст комплексов, отнесенных к становию раннего архея, базируется на сопоставлении их с эндогенными инфракрустальными образованиями Алданского щита — тоналит-грондъемитовым и наложенным гранито-гнейсовым комплексами условий амфиболитовой фации метаморфизма. Это комплексы — олекминский метаморфический, древнеолекминский, древнесубганский, бестяхский, чекчойский, большегорский, ханинский и древнестановой, на Алданском щите имеют датировки 2600–2800 и 2800–3100 млн лет.

ПОЗДНИЙ АРХЕЙ

Бурпалинский комплекс метадиорит-метагаббровый — метаморфизованные габбро, габбронориты, диориты, пироксениты, редко

перидотиты и плагиоклазиты (vAR_2^2bp). Породы комплекса распространены в бассейне р. Гилюй, слагают небольшие (первые км²) тела среди ранне- и позднеархейских образований в Зверевском блоке Южно-Алданской СБ. Комплекс относится к габбровой формации. Он перспективен на обнаружение железных, титановых и никелевых руд.

Породы прорывают раннеархейские и пространственно ассоциируют с позднеархейскими метаморфическими образованиями, в связи с чем их возраст принят позднеархейским.

Бекетский комплекс габбро-перидотитовый – метаморфизованные перидотиты, пироксениты, горнблендиты, габбро, габброамфиболиты, габбро-пегматиты ($v\sigma AR_2^2b$). Выделен при составлении Амурского блока легенды Дальневосточной серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения в 1999 г. В легенде Зейской серии листов к ГК-200 второго издания [463] бакетские ультрабазиты и базиты включались в первую фазу гонжинского комплекса, при ГГС-50 [406, 363] рассматривались в составе группы пород первого этапа формирования позднеархейских интрузий. Распространен незначительно в бассейнах рек Бекет, Мал. Невер, Бол. Каменушка, на левобережье р. Уркан в тесной ассоциации с образованиями гонжинской серии и ее аналогами в Гонжинском блоке. Образует единичные мало-мощные тела незначительной протяженности (1–10 м, редко до 100 м), плитовидные, силлообразные или наблюдаются в форме линз, будин мощностью первые десятки сантиметров. Вмещающими породами чаще всего служат верхнеархейские кристаллические сланцы основного состава игакской, смольнинской и бекетской свит. Контакты интрузий, как правило, согласно-секущие, нередко осложненные тектоническими срывами. Внутреннее строение тел простое. Они в большинстве своем монопородные, иногда наблюдается слабая дифференциация от перидотитов до габбро. В результате регионального и динамометаморфизма породы превращены в сланцы или агрегат амфиболового, тальк-амфиболового или амфибол-серпентинового состава. Первичные ассоциации редки.

В аэромагнитном поле интрузии фиксируются локальными изометричными положительными аномалиями интенсивностью 250–300 нТл, в наземной магнитометрии – до 2000 нТл; в гравитационном поле и аэрогеофизических полях радиоактивных элементов (РАЭ) не выражаются.

Породы комплекса относятся к известково-щелочной калиево-натриевой серии и принадлежат к габбро-перидотитовой формации. Породы низкоглиноземистые, в единичных случаях умеренноглиноземистые, низко-умереннотитанистые, ультрамагнезиальные (в редких случаях до высоко- и умеренномагнезиальных), низко-умереннокалиевые, а в единичных пробах и высококалиевые (за счет вторичных изменений).

Комплекс относится к габбро-перидотитовой формации.

Возраст определяется пространственной и генетической связью ультрабазитов и габброидов со сходными по петрохимическим и геохимическим характеристикам кристаллическими сланцами верхнеархейской гонжинской серии, совместно с которыми они изофациально метаморфизованы, смяты в складки и мигматизированы гранитоидами позднеархейского гонжинского комплекса.

Неричинский комплекс гранодиорит-гранитовый — граниты, лейкограниты, гранодиориты (γAR_2^2n). Комплекс выделен Д. В. Утробиным при ГДП-50 [631]. На территории листа N-51, в бассейне верхнего течения р. Гонам, находится южная часть петротипического *Неричинского массива*. Плутон расположен в пределах Южно-Алданской СБ, в узле пересечения Станового шва и Суннагино-Ларбинской зоны разломов и в то же время разграничивает Тангракский и Зверевский блоки раннеархейского фундамента. В плане массив образует удлиненное в близмеридиональном направлении тело с неровными заливообразными ограничениями, в целом дискордантное к Становому шву и простиранию вмещающих пород. По геофизическим данным он представляет собой воронкообразное тело с крутыми южными ограничениями и выположенными — северными и восточными. С запада граница тектоническая. К югу, на незначительном удалении, наблюдается несколько небольших тел — спутников пород, аналогичных основной интрузии. Массив содержит много ксенолитов вмещающих раннедокембрийских пород, иногда достигающих нескольких сот метров и даже километров по длинной оси, количество которых максимально в краевых частях. Значительная часть вмещающих пород представлена диафторитами и бластомилонитами по раннедокембрийским породам. В самих неричинских гранитах процессы динамометаморфизма и низкотемпературных зеленокаменных изменений проявлены несравненно слабее, локализуясь в северо-западных зонах мощностью не более первых десятков метров и протяженностью в сотни метров.

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

В породах комплекса ясно различаются две группы минералов: ранние, магматогенные (плагиоклаз, ортоклаз, часть кварца, эпидота, акцессорные минералы, биотит, роговая обманка), и поздние, сформировавшиеся преимущественно на заключительных стадиях становления интрузий (микроклин, часть кварца и мусковита) либо вследствие наложенных гидротермально-метасоматических процессов (эпидот, хлорит, часть мусковита и кварца, рудные — магнетит, гематит, лейкоксен и др.). В порфировидных разновидностях пород среди ранних минералов обособляются минералы порфировых выделений, главным образом плагиоклаз, редко — эпидот и биотит, составляющие 10–30 % объема пород, в то время как основная ткань

пород сложена мелкозернистым агрегатом гипидиоморфных плагиоклаза, ортоклаза, кварца.

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

Комплекс относится к гранодиорит-гранитовой формации.

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

Агинканский комплекс плагиогранитовый — плагиограниты (γAR_2^2a), граниты и плагиограниты ($\gamma-\rho\gamma$), гранодиориты ($\gamma\delta$), субщелочные лейкограниты ($\epsilon\eta$). Породы распространены в пределах Становой СБ в бассейне р. Нюкжа в тесной пространственной и генетической ассоциации с образованиями верхнего архея. Слагают небольшие (до 4 км²) тела, нередко сближенные. Контакты интрузий с вмещающими гнейсами и кристаллическими сланцами нечеткие, через зоны метабластической и послонной мигматизации. Послойно-инъекционные контакты наиболее характерны для соотношений гранитоидов с породами нижнего архея. В целом послонные мигматиты являются апофизами тел, наибольшее количество которых сосредоточено в зонах повышенной трещиноватости. Становление гранитоидов сопровождалось широко проявленным процессом кислотного выщелачивания, в результате которого по биотитовым гнейсам нижнего архея сформировались породы, почти неотличимые от глиноземистых сланцев одолгинской серии. Характерна идентичность состава крупных тел и прожилков метатекта и его независимость от состава вмещающих пород. Все разновидности гранитоидов имеют между собой фациальные переходы, породы умереннощелочного ряда появляются под воздействием автотетасоматоза. Преобладают граниты и плагиограниты. Породы мелко- и среднезернистые, нередко гнейсовидные, преимущественно биотитовые и роговообманково-биотитовые.

Комплекс относится к гранодиорит-гранитовой формации.

Нижняя возрастная граница определяется прорыванием гранитоидами пород одолгинской серии сахабория, верхняя — контактовым воздействием со стороны мезозойских интрузий: средне-позднеюрских, ранне- и ранне-позднемеловых.

Гонжинский комплекс гранитовый — граниты, гранодиориты, реже плагиограниты (γAR_2^2g), кварцевые диориты (qд). Ультраметабенные гранитоиды гонжинского комплекса генетически приурочены ко всем выходам метаморфитов гонжинской серии в бассейне р. Уркан в Гонжинском блоке. Представлен небольшими (до 2 км²) мигматит-плутонами. Контакты гранитоидов с вмещающими гнейсами и кристаллическими сланцами гонжинской серии постепенные, через зоны, насыщенные скиалитами пород рамы и ореолы послышной и метабластической мигматизации. Кварцевые диориты образуют согласные тела среди супракристалльных образований. Контакты их четкие, осложненные наложенными будинажем и рассланцеванием. Граниты и плагиограниты — гнейсовидные, средне-, мелкозернистые, неравномернозернистые, мезо- и лейкократовые биотитовые породы, часто с пегматоидными обособлениями. В гранодиоритах и кварцевых диоритах наблюдается увеличение количества темноцветных минералов за счет переплавления вмещающих кристаллических сланцев основного состава. Характерно преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом. Гнейсовидность обусловлена плоскостной и линейной ориентировкой темноцветных минералов. Породы крайне- и весьма высокоглиноземистые, умереннотитанистые (лейкократовые разновидности — низкотитанистые), низкомагнезиальные, относятся к нормальному ряду калиево-натриевой серии, при ведущей роли натрия.

Определенной геохимической специализации не выявлено. Стабильно повышены содержания стронция, в отдельных пробах отмечались высокие содержания кобальта (до 4—10 г/т). По структурным, петрографическим и петрохимическим характеристикам породы принадлежат к гранодиорит-гранитовой формации. По геодинамическим особенностям формирования их можно отнести к переходному М-S типу, образованному за счет смешивания глубинных мантийных щелочноземельных дифференциатов с анатектическими расплавами первично-осадочных толщ.

Позднеархейский возраст гонжинского комплекса определяется возрастом вмещающих пород гонжинской серии, совместно с которыми гранитоиды изофациально метаморфизованы и смяты в складки различных порядков.

РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Лучанский комплекс перидотит-габбровый — габбронориты, нориты, габбро, троктолиты, габбродиабазы, редко анортозиты и дуниты ($\nu PR_1^1/c$). Распространен в бассейнах рек Геткан, Мал. Гилюй и Тында. Породы комплекса участвуют в строении расслоенных интрузий в пределах Становой СБ. Петротипический *Лучинский массив* расположен в бассейне р. Брянта (N-52), имеет площадь около 50 км² и форму, приближающуюся к лополитообразной.

Для пород комплекса характерна повышенная магнезиальность и глиноземистость, пониженное содержание титана, железа и щелочей.

Комплекс относится к перидотит-габбровой формации. Он перспективен на обнаружение промышленных концентраций железных, титановых, медно-никелевых руд, месторождений хрома и платиноидов.

Раннепротерозойский возраст лучанского комплекса принят на основании того, что массивы имеют дискордантное положение по отношению к вмещающим раннеархейским образованиям и испытывают контактовое воздействие со стороны раннепротерозойских гранитоидов.

Лукиндинский комплекс перидотит-габбровый — габбронориты, нориты, габбро, троктолиты, габбродиабазы, редко анортозиты (vPR_1^1l), пироксениты, габбро, габбронориты, горнблендиты, редко анортозиты (v), дуниты, перидотиты (σ). Комплекс распространен в пределах Западно-Становой СБ в бассейнах рек Нюкжа, Тогами, Желтулак, Бол. и Мал. Ольдой, Геткан, Бол. и Сред. Уркан, а также в междуречье верхнего течения Амуткачи и Бол. Талга. Массивы лополито- или пластинообразные, с крутым падением. Они хорошо выражаются в гравитационном и магнитном полях. Петротипический *Лукиндинский массив* представляет собой дифференцированную интрузию лополитообразной формы. Контакты его с вмещающими гранитоидами позднего архея тектонические, затушеванные метасоматозом. Придонная часть массива сложена серпентинизированными дунитами с хромитом, которые сменяются переслаивающимися троктолитами и хромитсодержащими дунитами, выше которых залегает ритм: оливиновые габбро—троктолиты—анортозиты. Верхняя часть массива сложена титаномagnetитовыми габбро-норитами и норитами. По системе разломов сбросового и надвигового характера единые горизонты интрузии выведены на различный гипсометрический уровень. Господствующее положение в рельефе занимает нижний горизонт дунитов, габбронориты верхнего сконцентрированы в восточной части массива. В составе интрузии преобладают оливиновые габбро и троктолиты среднезернистые, массивные, полосчатые, такситовые. В троктолитах верхних горизонтов и приконтактных зон проявлены реакционные структуры — короны (по оливину). Разновидности среднего состава образуются в эндоконтакте массива под влиянием наложенных процессов. Породы комплекса отвечают нормальному ряду натриевой серии, характеризуются высокой и весьма высокой глиноземистостью, низкой железистостью, титанитостью и щелочностью и принадлежат к перидотит-габбровой формации. С ними связаны проявления хрома, железа, титана, кобальта, медно-никелевых руд, прогнозируются проявления платины. Лукиндинские габброиды прорывают стратифицируемые образования нижнепротерозойской желтулакской серии и изменяются под воздействием кремнево-калиевого метасоматоза, сопровождающего становление раннепротерозойских гранитоидов позднестанового и ранне-позднемеловых даек олекмо-станового комплексов. Результаты определения возраста пород петротипического массива радиологическими методами: от 2377 ± 40 до 2115 ± 36 ; 1806 ± 33 ; от 116 ± 3 до 119 ± 3 млн лет (U-Pb метод по цирконам, лаборатория ВСЕГЕИ, 2005 г.) отражают раннепротерозойский (раннекарельский) период внедрения пород и время наложенных процессов: раннепротерозойского (позднекарельского), мезозойского (раннемелового) и полностью согласуются с геологическими данными.

Позднестановой комплекс субщелочных гранитов. Первая фаза — монцониты, монцодиориты ($\mu PR_1^1 p_1$), кварцевые монцониты (qm), кварцевые сиениты ($q\zeta$), кварцевые диориты (qd), диориты

(ξ), сиениты (ξ); **вторая фаза** – субщелочные граниты ($\epsilon\gamma PR_1^1 p_2$), граниты (γ), кварцевые сиениты ($q\xi$), гранодиориты ($\gamma\delta$), лейкократовые граниты ($l\gamma$), субщелочные лейкограниты ($\epsilon l\gamma$), щелочные полевошпатовые сиениты ($E\xi$). Находится в Западно-Становой СБ. Породы первой фазы тесно ассоциирует с динамометаморфическими образованиями Джелтулакского разлома и распрот-ранены в тех же локальных линейных структурах. Они слагают тела площадью от первых квадратных метров до нескольких сот квадратных километров, вытянутые согласно ориентировке разрывных структур.

Магматиты второй фазы формируют полигенетические плутоны, состав и строение которых зависит от состава вмещающих метаморфитов. Гранитоиды, насыщенные тeneвыми скиалитами гнейсов и кристаллосланцев становия, создают крупные поля тeneвых мигматит-гранитов. Образование их многостадийное. Ранние этапы гранитизации происходят совместно с формированием бластотектонитов верхнеолекминского комплекса. Так, в гнейсах и сланцах верхнеолекминского комплекса бассейна р. Ус-мун формируются очки-метакристаллы олигоклаза и редкие тонкие инъекции плагиогранито-гнейсов. Типичны инъекционные и тeneвые мигматиты гранитного состава с гнейсовидными и полосчатыми текстурами и бластическими (гранобластовыми, протокластическими, бластокатаклатическими, бластоцементными) структурами. Обычно эти разновидности образуют широкие (1,5–2 км и более) протяженные ореолы, подчеркивающие линейный характер вмещающих структур. Дальнейшее усиление процесса приводит к образованию мелко-средне- и средне- до крупнозернистых гранитоидов и сиенитоидов, формирующих нередко купольно-мульдовые изометричные структуры, прослеживающиеся на значительную глубину. Переходы между всеми породами постепенные. В среднем течении р. Бол. Шахтаун доминируют биотитовые крупнозернистые разновидности, а в нижнем – двуслюдяные субщелочные лейкограниты. В верховьях р. Бол. Жиндагра в гранитах постоянно присутствует гранат размером до 2–3 мм.

Среди раннеархейских гранулитов локализованы более выдержанные по составу трещинные тела, сложенные, вероятнее всего, реомобилизатами. Соотношения их с породами могочинского комплекса четкие, рвушие, иногда с обилием слабо измененных ксенолитов в зоне эндоконтакта (р. Хайкта).

Практически повсеместно распространены немасштабные тела аплитовидных и пегматоидных аляскитовых гранитов и пегматитов мощностью до 1 м, которые образуют жилы простого строения и ветвящиеся, с согласными и секущими по отношению к гнейсовидности и полосчатости контактами.

Субщелочные лейкограниты относятся к группе весьма насыщенных и пересыщенных глиноземом пород, характеризуются высокими кларками концентраций Ni, Co, часто Sr. Их максимальные значения наблюдаются в ультракислых разновидностях и обусловлены, вероятно, первичными концентрациями этих элементов в исходных породах.

Комплекс относится к тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации.

При определении возраста субщелочных лейкогранитов горы Халан U-Pb методом выделены два разных морфологических типа цирконов [450].

Первый из них с размером зерен более 0,1 мм объединяет минералы исходного расплава и сохранившиеся цирконы метаморфитов, подвергшихся плавлению. Те и другие несут следы более позднего метасоматического воздействия, поэтому полученные цифры указывают на широкий возрастной интервал формирования пород и их эндогенного преобразования — 1660—3000 и 182 ± 8 млн лет. Второй морфологический тип с размером зерен менее 0,1 мм и возрастом 950 млн лет свидетельствует о перекристаллизации позднестановых гранитоидов в результате ширококомасштабного метасоматического воздействия при становлении рифейского бухточинского комплекса.

Тукурингрский комплекс гранитовый. **Первая фаза** — кварцевые диориты ($q\delta PR_1^1 t_1$), монцодиориты, монцониты, кварцевые монцониты ($\mu\delta$); **вторая фаза** — граниты ($\gamma PR_1^1 t_2$), гранодиориты ($\gamma\delta$), кварцевые сиениты ($q\xi$), субщелочные граниты ($\epsilon\gamma$), субщелочные лейкограниты ($\epsilon\eta$), лейкограниты ($l\xi$). Распространен в бассейнах рек Олекма, Нюкжа, Омутная, Уруша (верховья) в пределах Становой СБ. Полигенетические большеобъемные массы гранитоидов тукурингрского комплекса локализованы в основном вдоль зон региональных разломов.

Кварцевые диориты, монцодиориты, монцониты, кварцевые монцониты сконцентрированы в пределах зоны северо-западного простирания, расположенной вдоль Желтулакского разлома. Почти повсеместно в пределах Становой и Западно-Становой СБ они рассматривались как первая фаза или ранняя субфаза главной фазы тукурингрского комплекса, в районе северных отрогов Желтулинского Становика частично включались в состав раннепротерозойского игамского комплекса приразломных щелочных метасоматитов [408, 537], в бассейне р. Сред. Ларба значительная часть пород относилась к апсаканскому и чубачинскому комплексам [319]. Породы слагают отдельные интрузии сложной формы площадью первые—первые десятки квадратных километров и ксенолиты среди пород второй фазы. Контакты тел, как правило, осложнены разрывной тектоникой. Экзоконтактовые изменения чаще всего затушеваны последующими метасоматическими преобразованиями.

Большинство разновидностей пород имеют гнейсовидную, неясногнейсовидную, реже массивную текстуру, порфиоровидную, порфиробластовую структуру, фациальные взаимопереходы. Породы принадлежат к нормальному и субщелочному рядам с примерно равным соотношением щелочей или преобладанием натрия над калием

Граниты, гранодиориты, кварцевые сиениты, субщелочные граниты, субщелочные лейкограниты и сиениты распространены наиболее широко. Ими представлена главная, вторая фаза тукурингрского комплекса. Положение в структуре района, форма и размеры массивов в плане и вертикальном разрезе, их внутреннее строение и состав различны. Преобладают батолитоподобные тела. Большинство интрузий внедрено в архейские супра- и инфракрупальные образования и, вероятно, являются их реомобилизатами. Контакты плутонов с вмещающими метаморфитами тектонические или постепенные, послойно-инъекционные, через зоны перехода шириной до 1,5—2 км. Для массивов, контактирующих со слабо гранитизированными, контрастными по

составу слоисто-кристаллическими породами, наблюдаются секущие контакты или развитие гибридных пород краевой фации. В ряде случаев, когда вмещающими породами являются архейские гранитоиды, отличать раннепротерозойские образования от пород рамы сложно. Породы принадлежат к нормальному и субщелочному рядам и относятся к тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации. Для них характерно преобладание окиси натрия или равное соотношение натрия и калия, повышенное содержание тантало-ниобатов, урана и тория, В пегматитах присутствует мусковитовая минерализация.

Результаты определения возраста пород Амунакитского массива (бассейн р. Нюкжа) радиологическими методами: 2365 ± 65 , 132 ± 4 млн лет (U-Pb метод по цирконам, лаборатория ВСЕГЕИ, 2005 г.) отражают раннепротерозойский (раннекарельский) период внедрения пород, а также время раннемеловых наложенных процессов и полностью согласуются с геологическими данными.

Чаловский комплекс кварцеводиоритовый – кварцевые диориты и диориты гнейсовидные ($q\delta PR_1^1 \delta$), граниты (γ), гранодиориты ($\gamma\delta$). Выделен при ГГС-50 [363], название дано в легенде Зейской серии листов [463]. В пределах Гонжинского блока и его обрамлении, в бассейнах рек Чалая, Бекет, Тында, Арби слагает крупные массивы. Контакты массивов интрузивные, согласные со сланцеватостью вмещающих пород гонжинской серии и секущие по отношению к чаловской, часто осложненные тектоническими нарушениями. В гранитоидах типично обилие ксенолитов чаловских сланцев и более ранних габброидов. Широко проявлены процессы автотометасоматоза. Вмещающие метаморфиты изменены в зоне шириной до 5–7 м: фельдшпатизированы и окварцованы. Граниты и гранодиориты с размывом перекрываются поздне триасовыми(?) отложениями ульдугичинской свиты и поздне меловыми эффузивами галькинской свиты. В бассейне р. Мал. Невер на размытой поверхности гранитоидов залегают фаунистически охарактеризованные отложения среднеюрской усманковской свиты.

В Гонжинском выступе массивы сложены преимущественно кварцевыми диоритами и гранодиоритами с краевой фацией диоритов, в его обрамлении и Инимском выступе – гранодиоритами и гранитами. При ГГС-50 [363] предполагалось, что диориты, кварцевые диориты, гранодиориты внедрялись раньше гранитов.

По гравиметрическим данным в вертикальном разрезе массивы имеют плитообразную форму и пологое залегание согласно директивной направленности структур метаморфических толщ. Крупным по площади выходам пород соответствует спокойное отрицательное магнитное поле интенсивностью до 25 нТл. Иногда отмечаются положительные магнитные аномалии интенсивностью до 200 нТл. В полях РАЭ породы характеризуются фоновыми значениями. В гравитационном поле Чаловскому массиву соответствует высокоинтенсивная отрицательная аномалия.

Кварцевые диориты и диориты биотит-роговообманковые, гранодиориты-роговообманково-биотитовые. Окраска пород серая или темно-серая, структура средне- до мелкозернистой, часто неравномернозернистая. Текстура гнейсовидная.

Породы высокоглиноземистые, умереннотитанистые, умеренно- или высокомагнезиальные и умереннокалиевые, относятся к известково-щелочной калиево-натриевой серии. В кварцевых диоритах и гранодиоритах стабильно повышены кларки концентраций Cr (7,8–12,5), Ni (3,5–7,3), Co (2,1–2,3), V (1,7–2,6) и Zn (1,5–2,0). По структурным, петрографическим и петрохимическим особенностям они принадлежат к тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации, а по геодинамическим условиям формирования относятся к I-гранитоидам кордильерского типа активных континентальных окраин с незначительной примесью коровой S-компоненты.

Граниты чаловского комплекса – светло-серые с желтоватым или розоватым оттенком среднезернистые породы массивной текстуры. В крайних частях массивов структура доходит до мелкозернистой. Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом, темноцветные минералы – биотитом, редко роговой обманкой. В результате повсеместно проявленного автотасоматоза состав пород изменяется до умереннощелочного, появляются микроклин, альбит, мусковит, габброиды ксенолитов превращены в монцогаббро, кварцевые монцониты и монцодиориты. В приустьевой части р. Бол. Каменушка наблюдались постепенные переходы к щелочным ультраосновным породам фойдолитового ряда. Здесь же, в аллювии отмечались глыбы тремолит-флогопитовых сциелитов.

Монцонитоиды – темно-серые, серые и зеленовато-серые биотит-роговообманковые массивные породы с количеством темноцветных минералов до 30–50 %. Для них характерны широкие вариации структур (от мелко- и средне- до крупнозернистых, от равномерно- до неравномернозернистых и порфириовидных) и состава даже в пределах одного тела. Сциелиты – темно-серые мелко-среднезернистые породы, в равных количествах состоящие из оливина, тремолита и флогопита (с плагиоклазом и магнетитом до 7 %), по минеральному и химическому составам отвечающие щелочным амфибол-слюдяным перидотитам.

В монцогаббро повышены кларки концентраций La (1,5–2,5) и Be (1,8–4,8), в монцодиоритах – Sn (1,9) и Sc (2,8), в лейкогранитах – Mo (3,5) и Co (2,0), в субщелочных гранитах – Sr (2,0) и Zr (2,0). Во всех разновидностях пород устойчиво повышены (до 1,8–4,8) кларки концентраций бериллия. Под воздействием наложенных высокотемпературных гидротермальных процессов, связанных со становлением более молодых интрузий, сформированы поля жил турмалинсодержащих аплитов и пегматитов, локализованные в зонах трещиноватости в гранитах чаловского комплекса.

Раннекарельский возраст формирования принят на основании следующих данных: породы чаловского комплекса прорывают архейские метаморфические образования гонжинской серии, ультраметабазитные гранитоиды архейского гонжинского комплекса, сланцы раннепротерозойской чаловской серии; возраст цирконов из гранодиоритов Бекетского массива – 1976 ± 251 млн лет (U-Pb метод) [454]; возраст метасоматически измененных гранитов: 1151 ± 72 и 775 ± 50 млн лет (U-Pb метод по цирконам).

ПОЗДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ. РИФЕЙ

Эндеогенные образования, относимые к рифею, подразделяются на утенинский и бухточинский комплексы. Породы этих комплексов, обычно находятся в тесной пространственной и структурно-тектонической ассоциации.

Утенинский комплекс габбровый (vR_3u) представлен габбро, габброидиоритами, габбродиабазами дайко- и силлообразных интрузий среди вулканогенно-терригенных толщ рифея и тектонических линз зон меланжа. Выходы образований комплекса контролируются Северо-Тукурингским разломом и его составляющими. Породы претерпели интенсивные динамометаморфические изменения и часто превращены в ортосланцы, плохоотличимые от вмещающих метавулканических образований бондихинской и глубокинской свит. Просматривается зависимость состава пород, слагающих интрузии комплекса, от приуроченности их к контролирующим зонам. Вдоль Северо-Тукурингского разлома на водоразделе рек Амазар–Кадара–Даван [651], Даван–Нижняя Икшима [300] преобладают габбродиабазы, габбро. На правом берегу р. Кадара доминируют габброидиориты, микроидиориты, диоритовые порфириты [650, 651] (на карте в силу малых размеров не показаны), в зоне меланжа на водоразделе рек Иличи–Утени–Ораченка [289, 389, 513] – амфиболитизированные габбро, габбродиабазы. Большинство исследователей отмечают согласные контакты интрузий со слоистостью толщ, зонами рассланцевания и одновременное участие их с вмещающими породами в пликративных дислокациях [289, 300, 389, 651]. Высказывается положение о принадлежности их к субвулканическому комплексу. В то же время, секущие контакты с образованиями амфиболитовой фации метаморфизма, структурно-текстурные особенности и состав пород могут свидетельствовать и о более глубоких условиях их формирования. Слабая изученность комагматичности с эффузивными аналогами рифейских толщ не позволяет согласиться ни с одним из этих выводов однозначно.

Контрастный петрохимический состав вулкаников рифея, единство структурного плана вулканических и интрузивных образований, субпараллельное размещение дайкообразных тел образований комплекса, силлообразные формы интрузий в зонах рассланцевания, вариации состава интрузивных тел вкрест простирания образуемых ими структур, фациальная изменчивость разреза рифейских толщ по латерали свидетельствуют о том, что становление комплекса, вероятно, протекало в условиях эпи-мезозоны.

Эндо- и экзоконтактные изменения затушеваны динамометаморфическими преобразованиями и слабо поддаются диагностике. Иногда отмечается слабое ороговикование терригенных пород на контакте с габбро [650].

Физические свойства пород комплекса изменяются в зависимости от интенсивности метаморфических преобразований. Плотность пород варьирует от 2,69 до 2,92 г/см³, магнитная восприимчивость в пределах $0,1-4-5 \times 10^{-3}$ ед. СИ.

Геохимическая специализация габбродиабазов [389, 651] по отношению к кларкам характеризуется повышением содержания Be – в 7 раз, Pb, Mo, Li, B, Ba – в 2 раза. Содержание Co, Ga, Mn меньше кларка в 2 раза. Установлены устойчивые коррелятивные связи элементов: Ba-Ce-Rb, Jn-Sc-Zn, B-Ge-Ga.

Петрохимические параметры пород комплекса отражают слабую дифференциацию с непрерывным распределением составов по SiO_2 — 45 до 53 %, нормальную щелочность с преобладанием натриевой составляющей, повышенную глиноземистость, что, вероятно, является отражением метаморфических преобразований пород комплекса. Изменение содержания TiO_2 , Na_2O , K_2O и P_2O_5 обнаруживает прямую корреляцию с коэффициентом железистости.

Комплекс относится к габбровой формации.

Позднерифейский возраст утенинского комплекса обосновывается следующими данными. Обломки габброидов присутствуют в терригенной части разреза отложений вендской алгаканской свиты; силлы габбродиабазов комплекса залегают на отложениях глубокинской свиты рифея и перекрыты омутнинской свитой силура с базальным горизонтом конгломератов [389, 513].

Бухточинский комплекс гранитовый (γRbh) объединяет гнейсо-граниты, гнейсо-плагиограниты, гнейсо-гранодиориты, граниты, тоналиты, гранодиориты и кварцевые диориты линейных сводово-глыбовых поднятий.

Он выделен в Пришилкинской зоне (лист N-50, третье поколение — *Олонгринский, Бугарихтинский массивы*) в связи с получением новых геохронологических данных из гранитоидов поднятий, которое выявило наличие нескольких однотипных синтетектонических и синметаморфических комплексов пород различного, в том числе рифейского возраста [33, 112, 113, 233]. Совместно с рифейскими метаморфическими комплексами гранитоиды являются продуктом развития крупных протяженных дислокационных структур (межблоковых, шовных, сдвиговых зон), разделяющих различные блоки допалеозойской коры. Ранее палингенные гнейсовидные гранитоиды сводово-глыбовых поднятий относились в основном к докембрийским образованиям [300, 650] на основании косвенных данных: радиологическими методами они начали изучаться лишь в последнее время.

Гранитоиды бухточинского комплекса наиболее распространены в Пришилкинской зоне, где слагают ее нижний уровень — протяженный (более 125 км) гнейсо-гранитный *Правомазарский плутон*. Он ограничен глубинными разломами и инъецирован преимущественно аллохтонными массивами гранитоидов раннепалеозойских крестовского и олекминского комплексов. Плутон представляет собой конкордантное тело — пластину, вытянутую в восток-северо-восточном направлении и погружающуюся на северо-северо-запад под углами 40–50°, выполаживаясь с глубиной. Иногда отмечаются структуры купольно-мульдового плана. Он находится в зоне положительных значений аномального магнитного поля и повышенного поля силы тяжести.

Гнейсовидное строение плутона обусловлено формированием его в условиях дислокаций, тектонизацией пород (в краевых частях), в меньшей мере — реликтовыми структурами замещаемого субстрата (докембрийские габброиды, дислокационные образования рифейского пришилкинского комплекса). Контакты массивов с метаморфическим комплексом инъекционные, с ореолом инъекционных гнейсов, мигматитов, агматитов. К таким участкам приурочены выплавки пегматитов. Иногда отмечаются

фрагменты интрузивных, резких контактов. Характерные признаки пород — чрезвычайная неравномернозернистость, смена текстурных особенностей. Обычны переходы от гнейсовидных разновидностей к массивным. Неравномерно проявлен порфиробластез.

Состав пород непостоянен. Преобладают граниты (западная часть плутона) [300] и плагииграниты (восточная часть) [651]. Для гранитов в целом характерна лейкократовость, гипидиоморфнозернистые структуры, наряду с кристаллобластовыми [300]. Плагиигранито-гнейсы и тоналито-гнейсы в целом однообразные лейко- и мезократовые среднекрупнозернистые, нечеткополосчатые. Микроструктуры преимущественно бластические.

По химическому составу породы относятся к семейству гранитов нормального и умереннощелочного ряда натриевого типа. Значительная часть пород попадает в поле кварцевых и даже кварцсодержащих диоритов, формирующих поля теневых мигматитов и наследующих состав вмещающих пород. Диориты относятся к нормальному ряду с калиево-натриевым типом щелочности. По-видимому, повышение калия в породах связано с более поздними наложенными процессами.

Геохимическая характеристика пород приближается по большинству элементов к стандартной кларковой для кислых пород.

Возраст лейкократовых гранитов междуречья Черный Урюм—Могоча (Олонгринский или Верхнедавендинский массив) — 780 ± 100 млн лет (Pb-Pb метод) [304]; гранитов биотитовых гнейсовидных водораздела рек Тунгир—Бол. Амазар—Черный Урюм (Иендинский или Бугарихтинский массив) — 660 ± 20 млн лет (Pb-Pb метод, лист N-50).

Высокие значения Rb-Sr отношений — геохимических индикаторов мантийной природы вещества, позволяют считать, что исходные расплавы имели коровое происхождение. Многие признаки свидетельствуют о том, что рифейские гранитоиды зародились в глубинных частях земной коры при большой роли гранитизации в процессе формирования, выдвигались в верхние части коры в вязком состоянии в пределах определенных протяженных дислокационных зон.

ОРДОВИК

Магматические образования этого времени слагают Тунгиро-Амазарскую плутоногенную зону. Они представлены гомодромным рядом в составе трех последовательно развивающихся петрохимических групп: кручининского — преимущественно габбрового, крестовского — гранодиоритового и олекминского — гранитного комплексов.

Кручининский комплекс ($vOk\epsilon$) развит в основном в зоне Могоча-Сергачинского [289, 300, 389, 650] и, ограниченно, Джиллинда-Могочинского разломов [191, 280]. Габбро, габбронориты, нориты, перидотиты, пироксениты, троктолиты, габброанортозиты, габбродиориты, диориты, габбродиабазы комплекса слагают массивы, ксенолиты, скиалиты, тектонические линзы площадью от 1–2 до 35 км² в гранитоидах крестовского и олекминского комплексов. В плане массивы представляют собой линзы и вытянутые пластины протяженностью 7–20 км,

шириной 2–5 км, прослеживающиеся цепочкой вдоль южных отрогов Амазарского хребта от верховьев р. Бол. Черемушка до среднего течения р. Ушман и далее на восток. По гравитационным и магнитным данным и структурно-текстурным признакам пород в массивах устанавливается их пологое погружение на север. В магнитном поле габброиды выделяются аномалиями интенсивностью до 1000 нТл, в гравитационном поле они не выражены, что можно объяснить бескорневой формой их тел.

Последовательность чередования разновидностей габброидов в некоторых массивах позволяет сделать вывод об их расслоенности, которая трудно устанавливается ввиду слабой обнаженности. Полосчатое сложение наблюдается в массиве амфиболовых габброидов площадью около 4 км² в верховьях пади Бол. Даван [389] – доминирующие габбро, габбродиориты с крупно- и гигантозернистой, офитовой структурой чередуются с полосами лейкократовых анортозитовых габбро и меланократовых амфиболовых габбро с линейно-параллельными текстурами. Выделяется нодулярное крупнозернистое габбро, в котором округлые нодулы диаметром 5–15 мм радиально-лучистого плагиоклаза погружены в среднезернистый агрегат амфибола. В правом борту р. Утени, на водоразделе ручьев Боргонский–Некчор выходы габброидов сложены чередующимися крупнозернистыми амфиболовыми габбро, лейкогаббро, среднезернистыми габброноритами, мелко- и среднезернистыми габбродиабазами. Обычно вершинные части рельефа сложены среднезернистыми габбродиабазами и габброноритами, более низкие – крупнозернистыми амфиболовыми габбро с полосами (десятки метров) габброноритов и лейкогаббро. Переходы между разновидностями пород постепенные. Ширина переходных зон – от нескольких сантиметров до первых метров. Залегание плоскостей расслоенности субгоризонтальное [389].

В массивах, расположенных в бассейне р. Амазар, габброиды насыщены многочисленными ксенолитами мелкозернистых диоритовидных плагиогнейсов (пришилкинский комплекс), метаандезитов солонцовской толщи. С рифейскими гнейсо-гранитами бухточинского комплекса контакт четкий, кососекающий по отношению к полосчатости пород. В эндоконтакте габбро отличаются трахитоидностью, меланократовостью, содержат ксенолиты вмещающих пород.

По химическому составу породы комплекса принадлежат к основным породам нормального ряда, натриевому типу, они умеренно- и высокоглиноземистые.

Геохимический анализ не выявляет специализацию комплекса.

По петрологическим характеристикам комплекс приближается к перидотит-пироксен-норитовой формации или формации дифференцированных габбровых и норитовых интрузий. Он перспективен на обнаружение железных, титановых, ванадиевых и апатитовых руд.

Нижняя возрастная граница устанавливается прорыванием габброидами комплекса осадочных, метаморфических и магматических пород рифея, верхняя – иньекцированием гранитоидами крестовского и олекминского комплексов ордовикского возраста. Результаты определений возраста радиологическими методами неоднозначны: 462 ± 10 млн лет [281] (Нижне-

черемнинский массив расслоенных габбро, Pb-Pb метод ТИЭ по цирконам), $392,5 \pm 6,3$; $405,9 \pm 4,4$; $185,5 \pm 1,9$ млн лет (лист N-50, третье поколение, U-Th-Pb метод по цирконам, лаборатория ВСЕГЕИ).

Крестовский комплекс гранодиоритовый ($\gamma\delta Okr$) объединяет гранодиориты, кварцевые диориты, плагиограниты и тоналиты.

Интрузии крестовского комплекса находятся в ассоциации с кручининским (габбровым) комплексом и образуют пояс, протягивающийся в северо-восточном—близширотном направлении. Положение и форма палеозойских интрузий контролируются разрывными структурами северо-восточного простирания и серией поперечных разломов северо-западной ориентировки.

Большинство массивов характеризуются высоким положительным дифференциро-ванным аэромагнитным полем (800—1100 гамм), максимальные значения приурочены к краевым их частям.

Непосредственно на границе с Северо-Турунгрским разломом расположен *Утакинский массив* диоритов. Вытянутое вдоль зоны пластинообразное тело полого ($30-40^\circ$) наклонено к югу. Породы гнейсовидные крупнозернистые, в краевых частях массива диориты мелкозернистые, насыщены меланократовыми шлирами. В центральной части присутствует ксенолит габброидов кручининского комплекса. Контакты сопровождаются зонами эруптивных брекчий и развитием дайкообразных апофиз [298].

Севернее располагаются крупные, овальные в плане, дифференцированные массивы — *Ляпинский*, *Крестовский*, *Шуругинский*. Форма массивов воронкообразная с крутым ($60-80^\circ$) погружением контактов к центру. Массивы отличаются концентрически-зональным строением: от периферии к центру гнейсовидные и массивные диориты и кварцевые диориты последовательно сменяются гранодиоритами. Отмечаются постепенные переходы диоритов и гранодиоритов, которые свидетельствуют о принадлежности их к фациальным разновидностям [514]. В центральной части Ляпинского массива наряду с гранодиоритами широко распространены граниты, нередко лейкократовые; обильны дайки пегматитов и аплитовидных гранитов.

Петротипический *Крестовский массив* приурочен к внешней зоне распространения рифейских гранитоидов бухточинского комплекса. Массив имеет активные контакты с рифейскими образованиями (метаморфические породы пришилкинского, гранитоиды бухточинского комплексов) и габброидами кручининского комплекса; породы массива прорываются ордовикскими гранитоидами олекминского комплекса. В плане плутон образует овал, вытянутый вдоль зоны Северо-Турунгрского разлома. Контакты с вмещающими породами как резкие, так и инъекционные мигматитоподобные. В периферических частях массива наблюдается обилие ксенолитов вмещающих пород.

Наиболее распространены гранодиориты биотитовые среднезернистые, отчетливо гнейсовидные. В Шуругинском массиве отмечается метасоматическое развитие калишпата, обуславливающее резкую порфириовидность пород. Несмотря на значительный тектонобластез, устанавливаются реликтовые магматические (гипидиоморфнозернистые, призматическизернистые) структуры. Гнейсовидность и полосчатость обусловлена тектоническими факторами (рассланцеванием, бластезом). Диориты представлены

преимущественно биотит-амфиболовыми и кварцсодержащими разновидностями [514]. Структуры диоритов субофитовые, призматически-гипидиоморфнозернистые, офитовые в пироксенсодержащих разновидностях. В весовых содержаниях присутствуют магнетит, сфен, циркон, титаномагнетит (Шуругинский массив) [514].

Гранитоиды нормального, реже умереннощелочного ряда, закисное железо преобладает над окисным, высокоглиноземистые. Несомненно геохимическое родство различных пород комплекса [514, 651].

Комплекс относится к гранодиоритовой формации.

Диориты Шуругинского массива прорывают биотитовые микросланцы и микрогнейсы (бластомилониты) раннепротерозойского пришилкинского метаморфического комплекса и интродуцированы калиевыми гранитами ордовикского олекминского комплекса [571].

Возраст гранодиоритов *Крестовского массива* 542 ± 150 млн лет (Rb-Sr изотопный метод [113]).

Олекминский комплекс гранитовый (γOol). Выходы пород комплекса являются составной частью крупного *Шуруга-Амазарского плутона*, который находится в междуречье Амазара, Бол. и Мал. Чичаток и Шуруги. Ареал-плутон площадью около 10 500 км² является батолитом, вытянутым в широтном направлении, вмещающим массивы поздних образований. Северные части плутона более эродированы, залегают в докембрийских породах, южные — инъецируют рифейские образования.

Крупные выходы характеризуются перемежаемостью биотитовых и двуслюдяных, мезократовых и лейкократовых, равномернозернистых и порфириовидных, гнейсовидных и массивных разновидностей гранитов. Резко в подчиненном количестве присутствуют гранодиориты и граносиениты. Переходы между разновидностями постепенные. Фациальные границы между гнейсовидными и массивными гранитами имеют пологое залегание. Неоднородность вещественного состава плутона объясняется двумя факторами: гибрилизмом, вследствие обилия ксенолитов рамы, и калишпатизацией в постмагматическую стадию. Отчетливо проявлена краевая гнейсовая фация, отличающаяся особой пестротой состава [571].

Контакты массива с породами средне-верхнерифейской солонцовской толщи согласные, с признаками магматического замещения (правобережье р. Пинжак), реже секущие (долины рек Шуруга и Солонцовая Чичатка).

Среди пород плутона преобладают граниты биотитовые, амфибол-биотитовые, реже двуслюдяные. Отмечаются признаки ассимиляции вмещающих пород — неравномерное, в виде гломерозернистых скоплений распределение фемических минералов. Жильная серия комплекса представлена мелко- и среднезернистыми гранитами, аплитами и пегматитами.

Породы мелко-, средне- и крупнозернистые порфириовидные и равномернозернистые массивной и гнейсовидной текстуры. Характерным признаком гранитов комплекса является наличие порфириобласт микролина (10–20 %). Структура гипидиоморфнозернистая, в гнейсовидных разновидностях с элементами гранобластовой и катакластической. Граниты относятся к нормальному, реже умереннощелочному ряду, с калиево-натриевым типом щелочности и преобладанием закисного железа над окисным; весьма высокоглиноземистые [300, 571].

Комплекс относится к гранитовой формации.

Эндоконтактовые изменения обычно не проявлены, редко отмечается уменьшение зернистости пород, что объясняется формированием большей части плутона на относительно больших глубинах и в прогретых породах. Основная часть плутона является параавтохтонным образованием при ведущей роли процессов магматического замещения и подчиненном развитии явлений перемещения расплава.

Временные рамки формирования плутона определяются по наличию крупных ороговикованных ксенолитов метаосадочных отложений солонцовской толщи рифея, по активным контактам с габбро ордовикского кручининского комплекса и гранодиоритами ордовикского крестовского комплекса, а также по прорыванию пород массива позднепермскими гранитоидами амананского комплекса.

Гранитоиды олекминского комплекса датированы изохронными методами западнее (лист N-50). Гранитоиды *Береинского массива* опробованы В. Н. Семеновым к северу от г. Сретенск, по р. Берея. Получены изохроны 438 ± 39 и 353 ± 5 млн лет (Rb-Sr метод). Позднее [113] расчет изохрон по данным пробам уточнен: 475 ± 36 и $329,5 \pm 5,3$ млн лет. Последняя изохрона отражает каменноугольный этап гранитообразования, выраженный на современном срезе дайками аплитовидных лейкогранитов и аплитов, а также калишпатовым порфиروبластезом. Из эндоконтактовой оторочки *Маркетинско-Береинского массива* анализированы Rb-Sr методом минералы кварцевого диорита [113] и получена цифра $431 \pm 2,6$ млн лет. Возраст крупнозернистого гранодиорита $290,75 \pm 1,86$ млн лет, возможно, отражает время внедрения позднепермских амананских гранитов, широко распространенных в приконтактовых зонах массива.

СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Худачинский комплекс гранит-гранодиоритовый — гранодиориты, граниты, кварцевые диориты ($\gamma\delta PZ_2h$). Выделен при проведении ГГС-50 [538], а при составлении легенды Становой серии листов ему присвоено имя собственное по названию одноименного массива, расположенного в бассейнах рек Худачи, Ванга, Ульдегит (N-52). В пределах рассматриваемого листа к комплексу отнесены массивы Пригилюйской плутоногенной зоны в бассейнах рек Бол. Уркан, Мал. Джелтулак и Бол. Ирмакит, состав пород которых соответствует худачинским гранитоидам. При проведении АФГК-50 [320] они считались позднеюрскими—раннемеловыми. Не исключено, что худачинские интрузии имеют более широкое распространение, но это требует дополнительного изучения. По данным геофизических наблюдений массивы имеют плитообразную форму. Границы их с архейскими гранитоидами и кристаллическими сланцами расплывчатые, нечеткие. Строение массивов сложное, характерно разнообразие структурно-текстурных особенностей и обилие ксенолитов вмещающих пород. В основном они сложены средне-крупнозернистыми порфиروبластовыми биотитовыми, амфибол-биотитовыми гранодиоритами, реже — биотитовыми гранитами и кварцевыми диоритами. Характерная особенность гра-

нитоидов комплекса — по мере повышения кислотности происходит закономерное снижение кальция (от 5,07 до 1,71 %), натрия (от 4,5 до 3,45 %) и повышение калия (от 1,80 до 4,20 %). При этом сумма щелочей остается постоянной для всех типов пород и соответствует в среднем 6,20–7,20 %.

Породы относятся к калиево-натриевой серии, к тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации.

Радиологические данные для гранитоидов Худачинского массива, полученные рубидий-стронциевым изохронным методом, соответствуют 416 ± 85 млн лет, т. е. позднему силуру.

ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Урушинский комплекс габбро-гранодиоритовый. Первая фаза — габбро, монцогаббро, габбродиориты, диориты, монцодиориты (vPZ_3u_1); вторая фаза — гранодиориты, граниты ($\gamma\delta PZ_3u_2$), кварцевые диориты ($q\delta$). Выделен Г. Ф. Олькиным [524] в бассейне р. Уруша, где расположен одноименный петротипический массив. В состав комплекса включены породы, слагающие массивы и ряд мелких тел, локализованных вдоль Южно-Тукурингского разлома в Ольдойско-Сагаанской СФЗ. Одни исследователи считают, что становление урушинского комплекса произошло в две фазы [450, 524, 650 и др.], другие — в три [363, 503, 539, 543].

Габброиды и монцодиориты первой фазы образуют небольшие выходы в экзо- и эндоконтактах гранитоидов второй фазы, реже обособленные (до 80 км²) тела (правобережье р. Крестовка, междуречье Бол. Омутная—Халан), форма и внутреннее строение которых изучены слабо. Среди пород наиболее распространены средне- и крупно-, реже мелкозернистые роговообманковые, иногда биотит-роговообманковые габбро, монцогаббро и габбродиориты, для которых характерны постепенные фациальные переходы между собой. Текстура пород массивная, в краевых частях интрузий полосчатая, иногда гнейсовидная. Габброиды в верховьях руч. Пионер выделяются положительной аномалией до 700 нТл. Массив габброидов на правобережье р. Крестовка — до 2000 нТл. Магнитная восприимчивость диоритов и габбро — соответственно $36-57 \times 10^{-5}$ ед. СИ и 67 700–92 600 ед. СГС; плотность — 2,66–2,78 г/см³ при среднем значении 2,72 г/см³ и 3,66–3,78 г/см³.

Гранитоиды главной, второй, фазы слагают четыре массива (с запада на восток): Могочинский, Урушинский (верховья р. Читкан), Валектинский (нижнее течение р. Мал. Ольдой), Тахтамыгдинский и ряд безымянных тел. Жильные образования представлены немасштабными (20–30 см) телами аплитовидных, пегматоидных и аляскитовых гранитов.

Могочинский массив вытянут в меридиональном направлении, имеет площадь около 80 км². По гравитационным данным, представляет собой плитообразное тело мощностью 1,5–2 км. Контрастно выделяется ториевой аэроаномалией интенсивностью 12–25 мкР/ч и повышенным магнитным полем (до 500 нТл).

Контакты массива резкие, дискордантные к слоистости вмещающих пород, преимущественно тектонические, падение — в сторону вмещающих

пород. Северный контакт пологий (30–40°), что подтверждается наличием мелких сателлитов, пегматитов (в бассейне р. Кадара) и широким (до 1 км) ореолом роговиков [651]. Другие контакты более крутые (более 45°). Характерно развитие тектонитов в обрамлении массива, которые образуют ряд широких (до 2 км) нечетко ограниченных зон.

Урушинский массив расположен в бассейнах рек Урка и Уруша. Он ориентирован в близширотном, северо-восточном направлении, имеет протяженность более 65 км при ширине до 19 км и представляет собой серию сближенных выходов пород, закартированных в основном по делювию. Форму тела и его протяженность на глубину по геофизическим данным определить сложно из-за сохранившихся в зонах экзоконтакта магнитовозмущающих габброидов первой фазы. Контакты массива с вмещающими палеозойскими отложениями интрузивные, часто сорванные. Для зон экзоконтакта характерны широкие (до 1 км), протяженные (до 20 км) ореолы контактовых роговиков – биотитовых, мусковит-биотитовых, биотит-гранатовых, гранат-биотитовых, роговообманковых и пироксеновых. В карбонатных породах проявлен процесс скарнирования. В приразломных зонах породы комплекса и рамы рассланцованы, милонитизированы, катаклазированы. Урушинскому массиву соответствуют знакопеременные поля ΔT напряженностью от –100 до +300 нТл. В эндоконтакте отмечаются аномалии до +500 нТл, обусловленные, очевидно, развитием зон скарнирования и телами базитов первой фазы внедрения. Магнитная восприимчивость гранитоидов второй фазы $0,6–25 \times 10^{-5}$ ед. СИ, плотность 2,59–2,69 г/см³ при среднем значении 2,64 г/см³.

Внутреннее строение массивов однотипное. Они сложены гранодиоритами и гранитами крупнозернистыми, биотитовыми и амфибол-биотитовыми, однородными по составу и структурным особенностям. Лишь в эндоконтактной зоне (мощностью до 150 м) и апикальных частях они преобладают среднезернистое строение, слабую порфириовидность и содержат ксенолиты ороговикованных палеозойских отложений. Кварцевые диориты распространены в виде ксенолитов, иногда крупных и ксенолитоподобных шлировидных обособлений, которые в значительной степени подвержены вторичным преобразованиям и состоят главным образом из вторичных минералов: актинолита, хлорита, эпидота, серицита.

Гранитоиды, выделяемые некоторыми авторами в качестве третьей фазы, прорывают диориты и кварцевые диориты второй (бассейн р. Ирмакит) [363]. Не исключено, что это более молодые (мезозойские) образования.

Для гранодиоритов и кварцевых диоритов характерна зеленоватая окраска, обусловленная зеленокаменными изменениями: сосюритизацией плагиоклазов, замещением роговой обманки и биотита агрегатами хлорита в процессе автометасоматоза [193].

По химическому составу породы относятся к нормальному и умереннощелочному рядум калиево-натриевой серии, с повышенным содержанием калия в гранитах, характеризуются высокой глиноземистостью. Содержание кремнезема повышено, что объясняется его привнесением в процессе вторичных преобразований. Преобладание в габброидах суммарного железа над другими окислами выражается высокой магнитной восприимчивостью и обуславливает аэромагнитные аномалии над выходами пород.

Габброиды первой фазы специализированы на Pb, Bi, Mn, Mo, Ga. Типичные для основных пород элементы (Ni, Co) присутствуют в незначительных количествах

В гранитоидах второй фазы отмечаются повышенные концентрации Ni, Sr, Ti, Yb, Y, Co, V, Cu. В породах Могочинского массива в 5–10 раз выше кларка содержание W и Mo. Устойчива Y–Yb–La–Ce–Be факторная ассоциация. Над массивом и в его обрамлении отмечаются геохимические ореолы W (более 0,00015 %) и Sn. На диаграмме Дж. Пирса (Y + Nb – Rb) гранитоиды комплекса располагаются в поле островодужных гранитов, что свидетельствует об их формировании в обстановке активной континентальной окраины.

Комплекс относится к габбро-гранодиоритовой формации.

К контактово-метаморфизованным породам рамы Тахтамыгдинского массива приурочено одноименное рудопроявление железа и меди скарнового типа. Комплекс перспективен на обнаружение свинцово-цинковых (возможно с золотом) руд.

Нижняя возрастная граница урушинского комплекса определяется прорыванием гранитоидами силурийских и девонских отложений, верхняя – налеганием верхнетриасовых осадков огонской свиты. Сведения о соотношениях с породами позднекаменноугольной фаунистически охарактеризованной типаринской свиты противоречивы. По данным Г. Ф. Олькина [524], галька гранитов комплекса наблюдается в базальных конгломератах свиты. И. М. Вольская [363] отмечала прорывание этой свиты породами второй и третьей фаз (бассейн р. Ирмакит). Породы комплекса в зоне Южно-Тукурингского разлома приобретают гнейсовидную и шлировую текстуру, интенсивно катаклазированы. По данным А. В. Пипича и др. [543], в интрузиях отмечается тенденция падения содержания калия по мере приближения к Южно-Тукурингскому глубинному разлому, при этом породы комплекса приобретают облик, характерный для типичных пиканских интрузий, хотя и сохраняют более высокую магнитную восприимчивость, свойственную гранитоидам урушинского комплекса. В бассейнах рек Улягир и Ольдой к Урушинскому массиву относятся изолированные выходы лейкократовых гранитов, по составу и внешнему облику аналогичные гранитоидам раннепалеозойского олекминского комплекса. Вероятнее всего, в состав урушинского комплекса объединены разновозрастные интрузии палеозоя. Этот вывод подтверждается результатами определения возраста пород уран-свинцовым методом по цирконам: 274 ± 9 и 386 ± 10 , $467 \pm 5,5$ млн лет [450, 454], 494 ± 3 млн лет (Урушинский массив) – $472 \pm 8,8$ млн лет (Тахтамыгдинский массив) (лаборатория ВСЕГЕИ, 2005 г.). Калий-аргоновые датировки: 82–128, 189–278 млн лет [363, 496] указывают, вероятно, время мезозойской тектоно-магматической активизации.

СРЕДНИЙ(?) КАРБОН

Верхнеигамский комплекс кварцевых сиенитов. Первая фаза – кварцевые монцониты ($q\mu C_2?v_1$); вторая фаза – кварцевые сиениты ($q\xi C_2?v_2$), субщелочные граниты ($\epsilon\gamma$). Комплекс выделен при ГГС-50 [323] под названием «раннеамананский». Название нельзя считать удач-

ным, поскольку оно заимствовано из промежуточного варианта схемы расчленения и корреляции магматических комплексов Читинской области, поэтому позднее комплексу дано новое название – верхнеигамский по петротипическому массиву [540]. Размещение комплекса контролируется Лукиндинской зоной разломов. Выходы пород площадью от 25–50 до первых сотен км², вытянутые в полосу субширотного простирания, представляют собой гигантские ксенолиты или остатки кровли среди пермских и юрских интрузивных комплексов. Внутреннее строение тел сложное, с не закономерной сменой одних разновидностей пород другими. Соотношения между монцониоидами и сиенитоидами фазово-фациальные.

В составе комплекса преобладают кварцевые сиениты. Остальные разновидности отличаются друг от друга и от кварцевых сиенитов вариациями процентных содержаний породообразующих минералов: кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, роговой обманки, биотита. В монцониоидах присутствуют реликты моноклинных и ромбических пироксенов. Структура пород гипидиоморфнозернистая и бластогипидиоморфнозернистая. Породы первой фазы относятся к натриевой (редко) и калиево-натриевой серии с преобладанием натрия. Породы второй фазы – к калиево-натриевой серии с преобладанием калиевой группы в гранитоидах, где содержание калия достигает 5–5,8 %. Сумма щелочей составляет 6–11 % и не зависит от основности пород.

Геохимическая особенность комплекса – надкларковое содержание свинца, кобальта, редкоземельных и редкометалльных элементов.

Комплекс относится к монцонит-сиенитовой формации.

Характерно, что плотность всех типов пород во всех массивах почти одинакова и составляет в среднем 2,56 г/см³. Все геологические тела одинаково выражаются в геофизических полях: над ними наблюдается знакопеременные магнитные поля со значением от –0,5–2 до +1–6 мЭ.

Определение абсолютного возраста термоионным свинец-свинцовым методом по циркону из кварцевых сиенитов дало цифру 320 млн лет, что соответствует среднему карбону [323].

РАННЯЯ ПЕРМЬ

Пиканский комплекс плагиогранит-габбровый. Первая фаза – габбро, габбронориты, монцогаббро, пироксениты, перидотиты, горнблендиты, дуниты (vP_1), габбродиориты ($v\delta$); вторая фаза – плагиограниты, граниты, тоналиты, гранодиориты (ryP_2). Выделен Н. П. Саврасовым в 1956 г. на южных отрогах хребтов Тукурингра и Соктахан. Породы комплекса пространственно приурочены к Южно-Тукурингскому разлому, ассоциируют с метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами Янкано-Джагдинской СФЗ, где слагают линейные плитообразные массивы и тела, часто имеющие тектонические ограничения. Интрузии дислоцированы и метаморфизованы в такой же степени, как и вмещающие их породы. В составе пиканского комплекса из-за сложного его строения различными исследователями выделяется от двух [129, 276 и др.] до четырех фаз [503]. Согласно ДВСЛ принята первая точка зрения.

Основной объем комплекса занимают габброиды первой фазы, среди которых преобладают габбро и габбродиориты. Серпентинизированные пироксениты, перидотиты, горнблендиты и дуниты встречаются редко. Они образуют небольшие тела (площадью 0,1–2 км²), обычно вытянутые в широтном направлении, редко изометричные среди габброидов второй фазы и среди пород бальдижакской и шахтаунской толщ силурийского или девонского возраста, нередко участвуют в строении зон серпентинитового меланжа. Иногда встречаются совершенно обособленные тела ультрабазитов, что разрешало некоторым исследователям относить их к самостоятельной фазе [503]. Обнаружение фациальных переходов между серпентинизированными пироксенитами и габбро [293, 543] позволило объединить ультрабазиты с базитами в одну фазу. Выходам базитов отвечают спокойные знакопеременные поля ΔT напряженностью от –100 до +100 нТл и максимумы гравитационного поля, свидетельствующие о значительном распространении базитов на глубине.

Гранитоиды второй фазы образуют маломощные (5–12 см) жилы и многочисленные тела площадью до 6–8 км², обычно вытянутые в широтном направлении. Они пространственно связаны с интрузиями габброидов. Гранитоиды активно воздействуют на породы первой фазы внедрения, при этом в последних развиваются эпидот и мелкокристаллический кварц, чем обуславливается осветление пород [129]. Гранитоиды, как правило, насыщены маломощными прожилками кварца.

Характерной особенностью пород комплекса является их повсеместное рассланцевание (до зеленых сланцев) с полным замещением породообразующих минералов. Интенсивность деформаций увеличивается в зонах разломов, где породы превращены в тектонические сланцы.

Рассланцованные габбро – сланцеватые, полосчатые за счет чередования лейко- и мезократовых линейных участков средне- и крупнозернистые породы с гетеробластовой структурой, с реликтами габбровой, габбро-офитовой структур. Характерен зеленый цвет, обусловленный интенсивным развитием вторичных хлорита, эпидота, актинолита и серпентина.

По петрохимическим характеристикам габброиды относятся к породам нормального ряда натриевой и калиевой серий умеренной и высокой глиноземистости. Магнитная восприимчивость пород комплекса $12\text{--}95 \times 10^{-5}$ ед. СИ, плотность 2,93–3,01 г/м³ [543].

Комплекс относится к габбро-плагиогранитовой формации.

Раннепермский возраст пиканского комплекса принимается согласно ДВСЛ. Имеющиеся данные противоречивы. В бассейне р. Крестовка породы комплекса рвут и ороговиковывают условно среднепалеозойскую крестовскую свиту [543].

Абсолютный возраст пород комплекса, определенный К-Аг методом (по валу), дает интервал 201–396 млн лет [197, 607], рубидий-стронциевым методом – 370 ± 25 млн лет.

В последние годы на площади листов N-51-XVI и N-51-XVII установлено сходство петро- и геохимических характеристик базитов и вмещающих их метавулканитов янканской серии и бальдижакской толщи. В петротипической местности выделены две группы близких по составу, но разных по генезису и возрасту пород – пермских, собственно интрузивных,

прорывающих стратифицируемые образования Янкано-Тукурингрской зоны, и среднепалеозойских пород формации офиолитов. Эти группы пород, несомненно, присутствуют в пределах всей Янкано-Джагдинской зоны, но их разделение возможно только в рамках специализированных тематических работ [313].

Удинский комплекс гранодиорит-гранитовый играет главную роль в строении Усть-Уровской зоны, слагая крупные протяженные на северо-восток Орочинский (Урюмканский) и Аргунский плутоны.

Орочинский плутон представляет собой пластинообразное тело мощностью 3,5 км. Он вытянут в северо-восточном направлении и имеет зональное строение. В его составе выделяются диориты, габбродиориты **первой фазы** (δP_{1u_1}); граниты и гранодиориты биотитовые порфиroidные, часто гнейсовидные **второй фазы** ($\gamma \delta P_{1u_2}$), слагающие периферийные части плутона на левобережье р. Аргунь и вблизи устьевых частей рек Ороча и Уров; граниты биотитовые и биотит-мусковитовые **третьей фазы** (γP_{1u_3}), распространенные в центральной части интрузии.

Плутон размещается в венд-кембрийском синклинории, прорывая его терригенно-карбонатные породы. В северо-восточной части плутона выделяется более приподнятый блок, включающий девонские отложения. Здесь развиты массивные граниты второй фазы с ксенолитами девонских отложений, с развитием роговиков и скарнов в экзоконтактах [640]. Выходы гранитоидов плутона на остальной изученной площади представляют его более глубокие части: центральное ядро (массивные граниты третьей фазы) с оболочкой неравновесных гранитоидов второй фазы с широко развитыми процессами ассимиляции и контаминации вмещающих пород венда и кембрия.

Краевые части Орогинского плутона тектонизированы. Северо-восточная его периферия осложнена зоной динамометаморфизма с приуроченными к ней трещинными интрузиями позднеюрских гранит-порфиров и гранитов кукульбейского комплекса, жилами пегматитов и участками мусковитизированных, калишпатизированных пород. На картах изоконцентраций K, Th, U такие породы выделяются локальными аномалиями. В них повышены содержания F, B, редких элементов, в том числе Sn [335, 640]. Аналогичные преобразования пород отмечены в юго-восточной части плутона (фельдшпатизация, мусковитизация, турмалинизация [628]. В зонах метасоматической перекристаллизации обнаружены не характерные для гранитоидов плутона акцессорные минералы: монацит, гранат, флюорит, ксенотим, редко касситерит, гранат. В пегматитах отмечается турмалин, гранат.

Гранитоиды массивной, реже гнейсовидной текстуры, магматического облика, равномерно-, реже неравномернозернистого и порфиroidного строения. Особой однородностью характеризуются граниты третьей фазы. Граниты и гранодиориты второй фазы чаще крупнозернистые порфиroidные, участками гнейсовидные и сланцеватые. Характерные для гранитоидов второй фазы ориентированные текстуры имеют дислокационную природу [628]. Для гранитов второй фазы имеются признаки происхождения с участием метасоматических растворов: порфиroidобластез калишпата, биотитизация и калишпатизация вмещающих пород [424].

Состав пород отвечает нормальным гранитам или гранодиоритам [201]. Вблизи контактов с карбонатными породами среди пород второй фазы отмечены граносиениты, плагиограниты [424]. Типичные акцессорные минералы: магнетит, ильменит, сфен, ортит, циркон, циркон радиоактивный, пирит, апатит.

Гранитоиды относятся к нормальному петрохимическому ряду, калиево-натриевого типу щелочности, весьма высокоглиноземистые. Они не отличаются геохимической специализацией. На водоразделе Ороча–Уров широко проявлена рассеянная площадная грейзенизация, не сопровождающаяся ореолами рассеяния полезных компонентов.

По-видимому, в связи с пологим залеганием контактовой поверхности плутона наблюдаются широкие ореолы (несколько километров) контактово-метаморфизованных венд-кембрийских пород, в которых отмечены порфиробласты калишпата, андалузита, кордиерита, силлиманита, граната, биотита, а также установлены скарнирование, серпентинизация, актинолизация карбонатных пород.

Аргунский плутон расположен в северо-восточном замыкании Газимурского хребта. Плутон вытянут на 72 км, представляет собой пластину, погружающуюся на северо-запад. По-видимому, плутон формировался в зоне дислокационного пояса, т. к. в его строении наблюдаются блоки метаморфических пород амфиболитовой фации урульгинского комплекса (низовья р. Газимур). В отличие от гранитоидов Орочинского плутона гранитоиды Аргунского имеют преимущественно ориентированные текстуры, обусловленные как магматическим замещением полосчатых вмещающих пород, так и дислокационными процессами (гнейсовидность пересекает границы тел). Граниты третьей фазы — средне- и мелкозернистые двуслюдяные турмалиносодержащие. Выделяются лейкократовые турмалиновые граниты [274], возможно, являющиеся индикаторами поздних процессов, связанных со становлением юрского борщовочного комплекса.

Комплекс относится к габбро-плагиогранитовой формации.

Гранитоиды Орочинского плутона прорывают отложения девона и прорываются гранит-порфирами позднеюрского кукульбейского комплекса. Гранитоиды Аргунского плутона прорывают отложения быстринской свиты кембрия и перекрываются конгломератами, песчаниками, сланцами нижней юры (верховья рек Мельничная и Джелир).

Амананский комплекс монцонит-гранитовый. Первая фаза — диориты, кварцевые диориты ($\delta P_2 a_1$), кварцевые монцониты, кварцевые монцодиориты, монцониты, иногда габброиды (qц); **вторая фаза** — гранодиориты, тоналиты, граниты ($\gamma \delta P_2 a_2$), сиениты (ξ), субщелочные граниты ($\epsilon \gamma$), щелочные сиениты ($E\xi$); **третья фаза** — лейкограниты, граниты, субщелочные граниты ($h \gamma P_2 a_3$), кварцевые сиениты (qξ). Комплекс впервые выделен в 1945 г. В. П. Доненко на территории Восточного Забайкалья в качестве фациальной разновидности олекминских гранитоидов под названием аманан-макитских. В 1956–1957 г. Г. В. Александровым, В. И. Шульдинером и др. гранитоиды были отнесены к подкомплексу амуджикано-шахтаминского комплекса средней–поздней юры и названы амананскими по Амананскому петротипическому массиву [296]. Более поздними работами было уста-

новлено, что образования, слагающие Амананский петротипический массив, относятся к разновозрастным комплексам. Название комплекса «амананский» было заменено на «бичурский», т. к. по сходству ряда структурно-формационных признаков, соотношениям с вмещающими и составляющими его образованиями амананский комплекс сопоставляется с бичурским [249, 250, 575]. Последний развит на западном фланге Селенгино-Олекминского пояса в ассоциации с вулканитами тамирской свиты [308]. В легенде Олекминской серии листов [452] гранитоидам бичурского комплекса возвращено название «амананские». На территории Амурской области выделялся амананский комплекс, относимый по времени становления к ранней юре [101, 305, 306, 364, 442, 537], позднему триасу—ранней юре [100, 323, 543]; позднему палеозою [75]. На территории Читинской области образования комплекса в Могочинском и Амазарском блоках ранее рассматривались в составе: позднеамананского, солонцовского [574], раннеамуджиканского [76], амуджикано-шахтаминского [151, 240, 595] комплексов. В настоящей работе, при нерешенности проблемы вычленения образований вышеперечисленных подразделений, из-за противоречивых соотношений как с вмещающими, так и входящими в состав комплекса породами, мы считаем более правильным выделение амананского комплекса в том объеме, как это принято в легендах Олекминской и Становой серий листов. В то же время, считаем целесообразным акцентировать внимание на отличиях интрузий, развитых к северу и югу от Урюмо-Инарогдинского разлома.

Комплекс объединяет сложную серию пород, которая слагает многочисленные массивы эпи- и мезозоны междуречий Калакан—Олекма и Тунгир—Олекма площадью от первых сотен до 1500 км². Интрузии в ассоциации с комагматичными с ними вулканитами чичаткинского комплекса представляют собой восточное окончание Селенгино-Олекминского вулкано-плутонического пояса [66, 67, 68], которое на изученной территории выделено в ранге Олекмо-Нюкжинской ВПЗ. С юга в пределах территории листа пояс ограничен Северо-Тукурингской зоной разломов, с северо-востока — Желтулакской. В размещении плутонов просматривается тенденция их линейного распределения. Она связана с системами глубоких разломов субширотного и северо-западного простираний. Участками локализации интрузий являются места пересечений систем разломов, что предопределило их сложную, часто крестообразную, форму.

К северу от Урюмо-Инарогдинского разлома образования комплекса слагают крупный *Гулинский (Олекминский) массив* зонального строения пластинообразной формы. Он обрамлен «ожерельем» выходов, идентичных ему по составу и строению и являющихся продолжением этого единого неравномерно эродированного плутона. Краевая и периферическая части его сложены диоритами, сменяющимися кварцевыми диоритами и гранодиоритами, центральная — гранитами, сиенитами, сменяющимися лейкогранитами. Между разновидностями пород установлены фазовые соотношения. Отсутствие порфирировых фаций, вулканических пород чичаткинской свиты, широкое развитие процессов гранитизации и гибридизма в экзо- и эндоконтактах [514] свидетельствуют о мезоабиссальных условиях становления массива. В то же время, согласное положение контуров раз-

вития пород преобладающего состава в массиве и разрозненных выходах с изогипсами рельефа позволяет предполагать пластинообразную форму массива. По гравиметрическим данным мощность пластины не превышает 1,5–2 км. Экзоконтактовые изменения выражены бластезом вмещающих пород, гранитизацией и широким развитием даек аплитов и аплитовидных гранитов. В эндоконтактах массива широко проявлены процессы гибридизма и многочисленны шпирообразные нодулы диоритового состава и ксенолиты габбродиоритов.

К югу от Урюмо-Инарогдинского разлома интрузии обладают вытянутой, согласной с простираем разломов контролирующей интрузии, формой, прямолинейным рисунком контактов и однофазным строением. Лейкократовые биотит-амфиболовые граниты и гранодиориты слагают ряд самостоятельных плутонов зонального строения. Зональность обусловлена не изменением состава, а вариацией структурных особенностей пород. Центральные части плутонов выполняют порфириовидные граниты. В направлении к краям массива гранитоиды сменяются более равномернозернистыми разновидностями, а в эндоконтакте – порфириовыми. Мощность эндоконтактовых зон составляет несколько сот метров и зависит от крутизны падения контактов. Гранитные плутоны ассоциируют с полями вулканитов чичаткинской свиты и характеризуются активными с ними контактами.

Породы первой фазы не образуют самостоятельных тел, а являются ксенолитами площадью до первых квадратных километров и приурочены к периферии массивов последующих фаз (преимущественно второй). Для них характерны признаки расслоения – полосчатость, трахитоидность [575]. Первая фаза представлена преимущественно диоритами-монцонитами.

Для гранитоидов и сиенитоидов второй и третьей фаз характерно развитие такситовых и гнейсовидных структур, раскисление плагиоклаза и кварца с образованием мелкозернистых агрегатов. Экзоконтактовые изменения в вулканических породах чичаткинской и солонцовской свит выражаются перекристаллизацией с новообразованиями биотита, андалузита, эпидота, силлиманита, мусковита; в метаморфических и магматических образованиях более ранних комплексов – интенсивной бластомилонитизацией, мусковитизацией, ороговикованием и калишпатизацией.

По химическому составу комплекс представляют породы нормального и умереннощелочного рядов с преимущественно натриевым типом щелочности в породах ранних фаз, калиево-натриевым – в поздних. Сумма щелочей гранитоидов Олекмо-Тунгирского междуречья в отличие от образований других районов увеличивается с тенденцией уравнивания или преобладания калиевой составляющей.

Как и в вулканиках чичаткинского комплекса, увеличение кремнезема сопровождается увеличением общей щелочности. От пород амуджиканского комплекса гранитоиды амананского отличаются более высокими значениями коэффициента железистости и преобладанием повышенных содержаний Ti, Zr, V, Mo и W, Ga и Pb.

Комплекс относится к монцонит-гранодиорит-гранитовой формации.

С гранитоидами амананского комплекса устанавливается пространственная связь молибденового, золотого и медного оруденения в зонах калишпатизации интрузий и роговиков с андалузитом и маломощными квар-

цевыми жилами кварц-молибденитовой и молибденовой порфировой формаций [552]. Предполагается оруденение медно-порфировой и золото-сульфидно-кварцевой формаций.

Возрастное положение образований комплекса обосновывается тем, что они рвут верхнепермскую чичаткинскую свиту и перекрываются триасовыми вулканогенно-осадочными отложениями. Абсолютный возраст гранитоидов, определенный калий-аргоновым методом, 235–260 млн лет [1, 105, 233].

РАННИЙ ТРИАС

Нерчуганский комплекс субщелочных гранитов-сиенитов – субщелочные граниты, субщелочные лейкограниты ($\epsilon\gamma\Gamma_1n$), щелочные кварцевые сиениты ($E\alpha\zeta$), сиениты (ξ), сиенит-порфиры ($\xi\pi$). Впервые выделен как ассоциация щелочных и субщелочных пород в 1947 г. О. А. Мешковой на территории Читинской области. Позднее гранитоиды рассматривались в составе вылахтинского [253], олонгринского [160] и четвертой фазы амананского [514, 571] комплексов. При последующих геологосъемочных и тематических работах гранитоиды и сиенитоиды включены в состав нерчуганского комплекса [41, 48, 323, 450, 537]. Он представлен крупными массивами и серией мелких тел в Олекмо-Нюкжинской ВПЗ, которые контролируются разломами северо-восточного простирания. В общем плане породы слагают восточный фланг Монголо-Забайкальской щелочногранитной провинции [107], ограниченный Джелтулакским разломом.

Типичные интрузии: *Акуинская*, *Малочичаткинская*, *Малоуркинская*, *Амуткачинская*, площадью не более 120–170 км², расположены на водоразделах рек Тунгир–Ненюга, Амазар–Урка и в бассейне р. Ольдой. Форма массивов разнообразная, но преимущественно вытянутая в субширотном направлении. Характерно зональное строение. Центральные части сложены среднезернистыми субщелочными гранитами и граносиенитами, краевые – сиенитами и сиенит-порфирами. Ширина зон постепенного перехода варьируют от десятков до нескольких сот метров и зависит от крутизны падения интрузивного контакта. Между разновидностями устанавливаются фазово-фациальные соотношения [537, 574]. Лейкократовые умереннощелочные граниты некоторыми авторами выделяются в заключительную фазу [233, 575].

Породы нерчуганского комплекса прорывают докембрийские образования, позднепермские амананские гранитоиды и вулканогенные породы позднепермского чичаткинского и раннетриасового десовского комплексов, образуя во вмещающих породах жилы и крупные апофизы. Контакты часто осложнены разрывными нарушениями. Вулканыты чичаткинской свиты на контакте с субщелочными гранитами ороговикованы. Широко проявлены процессы аутометасоматоза: фельдшпатизация, альбитизация, аргиллизация и, в значительно меньших масштабах, грейзенизация, которые накладываются и на породы рамы.

Пестрый фациальный состав гранитоидов и широкое развитие порфировых разновидностей, близость составов жерловых фаций вулканических образований джилиндинского комплекса свидетельствуют о формировании этих интрузий в приповерхностных условиях — эпизоне. В магнитных полях интрузии выражаются интенсивными положительными, иногда зональными в краевых частях, локальными аномалиями (ΔT), в гравитационном — локальными отрицательными аномалиями низкой интенсивности (Δg), что, вероятно, свидетельствует о незначительной мощности и пластинообразной форме тел.

Характерная особенность пород комплекса — полное отсутствие решетчатого микроклина, интенсивная альбитизация и пертитизация, развитие мелкозернистых структур с четкой порфировидностью и взаимопереходами с порфировыми разновидностями, слагающими эндоконтактные и апикальные фации интрузивов. Отмечается наличие щелочных цветных минералов — арфведсонита и эгирина, среди акцессорных минералов — повышенные содержания граната, урансодержащего циркона, монацита.

Для химического состава гранитоидов и сиенитоидов типична высокая щелочность с переменным соотношением окиси натрия и калия. Характерно падение щелочности с ростом кремнекислотности. Внутри массивов подобная закономерность наблюдается в направлении от эндоконтактных фаций к центральной. Намечается прерывистость петрохимического тренда, выраженная отсутствием пород промежуточного состава. Породы принадлежат к субщелочному и щелочному рядам, в них повышены содержания вольфрама, молибдена, лития, никеля, хрома, ниобия, бария, меди, кобальта, свинца, циркония. Интрузии вмещают в себе черты гранит-граносиенитовой и щелочногранитовой формаций орогенных зон.

По мнению некоторых авторов, нерчуганские гранитоиды ассоциируют с вулканическими образованиями джилиндинского комплекса, являясь его комагматами, образуя единую вулcano-плутоническую ассоциацию [514, 575].

Комплекс относится к щелочно-гранитовой формации.

В породах комплекса в зонах трещиноватости присутствуют прожилки кварца с рассеянной золотой и полиметаллической минерализацией [450]. На контакте лейкократовых арфведсонитовых гранитов с интрузивными породами отмечаются участки развития ортоклазовых метасоматитов с бериллиевой минерализацией. В нерчуганских гранитоидах выявлено Сергеевское месторождение вольфрамита (верховья р. Бол. Омутная).

Раннетриасовый возраст пород определен комплексом данных. Нижняя возрастная граница комплекса устанавливается прорыванием гранитоидов вулканитов джилиндинской свиты [514, 575], верхняя — присутствием субщелочных гранитоидов в гальке конгломератов флористически охарактеризованной могочинской свиты средней юры. Результаты определений возраста пород и минералов радиологическими методами: 242 ± 15 (Rb-Sr метод), 255 ± 10 (U-Pb метод) [450], $220-250 \pm 5$ млн лет (K-Ar метод) согласуются с геологическими данными [233, 453].

Почикитский комплекс кварцевых монцодиоритов—субщелочных лейкогранитов — кварцевые монцодиориты ($q\mu J_2p$), субщелочные граниты, субщелочные лейкограниты, сиениты ($\epsilon\gamma$). Комплекс впервые выделен в Легенде Становой серии листов [539]. В Ньюжинской подзоне Западно-Становой зоны породы слагают тела, расположенные вдоль Могоча-Сергачинского разлома, площадью первые десятки квадратных километров и менее, и ряд массивов (*Малоковалинский, Медвежий и Почикитский*). Контакты с вмещающими породами, как правило, «сорванные» более поздними тектоническими подвижками. Вдоль восточной границы Почикитского массива между кварцевыми монцодиоритами и чичаткинскими вулканитами позднепермского возраста установлен рвущий контакт. Массивы сложены кварцевыми монцодиоритами, субщелочными гранитами, субщелочными лейкогранитами, сиенитами. Все эти разновидности присутствуют в составе Почикитского массива, в то время как Медвежий и Малоковалинский представлены преимущественно субщелочными лейкогранитами и субщелочными гранитами, что указывает на различный уровень их эрозионного среза.

Медвежий массив расположен в междуречье верховий рек Урка и Бол. Омутная, левых притоков р. Амур. По данным В. Е. Стрихи [264], форма массива эллипсоидная, ориентированная по длинной оси в северо-восточном направлении. Размер эллипса 12×8 км.

Граниты и субщелочные лейкограниты — розовато- или желтовато-серые средне-крупнозернистые порфириовидные породы с характерным дымчатым кварцем, отчетливо выделяющимся на фоне светлой полевошпатовой массы. Порфириовидные выделения (до 1 см) представлены кварцем и калиевым полевым шпатом. Из темноцветных минералов присутствует биотит двух генераций. Для биотитов характерны высокие содержания железа и низкие магния, что обуславливает высокую железистость ($f = 84\%$), а также высокое содержание глинозема и соответственно высокую глиноземистость ($1 = 25,5\%$). По соотношению $Si/Al - (Mg+Fe)/Al$, для ультракислых лейкогранитов свойственна пониженная щелочность исходного расплава, что характерно в целом для грейзенированных пород. По соотношению TiO_2 и Al_2O_3 в биотитах ультракислые лейкограниты соответствуют абиссальным породам. На диаграмме изменения железистости и глиноземистости в зависимости от $\mu H_2O - \mu K_2O$ биотиты субщелочных лейкогранитов попадают в поле пород, кристаллизующихся при низких температурах. Диаграмма $Fe^3 - Fe^{2+} - Mg$ кристаллизации лейкогранитов — $\log fO_2 = -18$, что свидетельствует о восстановительных условиях их формирования. Такая фугитивность кислорода характерна для редкометалльных интрузий, сопровождающихся олово-вольфрамовым, иногда с золотом, оруденением.

По химическому составу породы являются умереннощелочными и характеризуются высокими содержаниями (%) SiO_2 (76,58–79,65) и щелочей — Na_2O (4,18–5,01) и K_2O (4,21–4,80), низкими TiO_2 (0,03–0,07), Al_2O_3 (10,37–11,80), CaO (0,05–0,20), MgO (меньше 0,1). По соотношению $(Al/2Ca)/(Na + K) - SiO_2$ они относятся к V петрохимическому типу — щелочному, отвечающему А-гранитам. Для пород характерен калиевый тип щелочно-

сти ($K/K + Na = 0,37-0,42$), высокая железистость ($Fe/Fe + Mg = 0,65-0,85$) и окисленность железа ($Fe^{3+}/Fe^{3+} + Fe^{2+} = 0,43-0,79$), высокие значения коэффициента агапитности ($1,08-1,11$) и умеренная удельная глиноземистость ($Al/2Ca + Na + K = 0,88-0,92$). На диаграмме R_1-R_2 Р. Батчелора и П. Боудена ультракислые граниты Медвежинского массива попадают в поле анорогенных образований.

Породы содержат ниже кларка по А. П. Виноградову (г/т) Rb (61–110), Sr (19,5–78), Zr (75–131), Y (7,7–18,6), U (1,5–3,3) и Th (7,9–11,5). Только Pb (22,1–34 г/т) отмечается на уровне и выше кларка. От среднего состава А-гранитов медвежинские субщелочные лейкограниты и граниты отличаются более высокими содержаниями SiO_3 и более низкими содержаниями остальных петрогенных окислов, кроме щелочей. По соотношению Rb/Sr-Sr лейкограниты располагаются в поле производных коровых расплавов, вблизи среднего состава гранита А-типа.

Все эти данные указывают на формирование пород Медвежинского массива из коровых расплавов пониженной щелочности, при низкой температуре и низкой фугитивности кислорода, в анорогенной обстановке, в условиях стабилизированной континентальной коры.

Для субщелочных лейкогранитов Ю. П. Шергиной во ВСЕГЕИ по валовым пробам пород и калиевым полевым шпатам получена Rb-Sr изохрона в 167 ± 8 млн лет, при $I0Sr = 0,7059 \pm 0,0014$ и $СКВО = 2,33$, что позволяет отнести данные образования к среднеюрским.

СРЕДНЯЯ–ПОЗДНЯЯ ЮРА

Тындинско-бакаранский комплекс гранит-гранодиоритовый. Первая фаза – диориты ($\delta J_{2-3}tb_1$), кварцевые диориты (q δ), монцониты (μ), кварцевые монцониты (q μ); вторая фаза – гранодиориты ($\gamma\delta J_{2-3}tb_2$), сиениты (ξ), кварцевые сиениты (q ξ); третья фаза – граниты, гранит-порфиры, плагиограниты, лейкограниты ($\gamma J_{2-3}tb_3$). Породы комплекса слагают крупные (до 3–4 тыс. км²) гранитоидные многофазные массивы сложной плито- и лакколитообразной формы, участвующие в строении Станового вулканоплутонического пояса близширотного простирания [88, 99–101, 251, 503 и др.]. Массивы комплекса обнажаются на площади свыше 20 000 км², слагая Становую плутоногенную зону. По геофизическим данным, вертикальная мощность массивов достигает 10 км в местах крутопадающих участков и варьирует от первых сотен метров до первых километров в пологозалегающих плитообразных частях [103, 251]. Ориентировка плутонов северо-западная. Они имеют трехфазное, иногда многофациальное строение.

Диоритоиды и сиенитоиды первой фазы приурочены к экзоконтактам крупных массивов, часто образуют провесы кровли, наблюдаются в виде ксенолитов в гранитоидах последующих фаз и редко слагают самостоятельные тела, преимущественно малых размеров (до первых десятков км²). На контакте породы первой фазы сохраняют гнейсовидность вмещающих сланцев или гнейсов, при удалении от контакта в них отмечается обилие остроугольных или оплавленных ксенолитов и шпиров [407, 408].

Гранодиориты второй фазы развиты наиболее широко. Ими в основном сложены огромные, иногда до 1000 км² и более, массивы. Породы второй фазы, прорывая докембрийские образования, содержат большое количество ксенолитов и шпиров кристаллических сланцев и гнейсов. При пологом залегании контакта отмечаются послойные инъекции во вмещающие архейские образования.

Граниты третьей фазы образуют относительно небольшие тела, ориентированы незакономерно, встречаются в массивах, сложенных породами первой и второй фаз, и за их пределами.

Петротипический, *Бакаранский (Тындинский) массив*, площадью более 2500 км² расположен в междуречье Нюкжи и Гилюя, к северо-западу от г. Тынды. Он вытянут в северо-западном направлении, согласно контролирующим его форму разрывным нарушениям, и представляет собой крупное пластообразное тело, падающее на юго-запад под углом около 40° [62]. По геофизическим данным, северная часть Бакаранского массива залегает под раннепротерозойскими гранитоидами Чубачинского массива. Краевые части плутона на контакте с вмещающими нижнеархейскими породами и гранитоидами чубачинского комплекса сложены средне- и мелкозернистыми порфиroidными гранодиоритами (цыганско-бакаранский тип – по Ю. Б. Казьмину) и, на отдельных участках, кварцевыми монцодиоритами (северо-западный эндоконтакт массива). По мере удаления от контакта они сменяются средне-крупнозернистыми порфиroidными разностями (тындинский тип – по Ю. Б. Казьмину). Ширина зоны эндоконтакта варьирует от 1 до 2–3 км, что обусловлено, вероятно, залеганием кровли. Жильные образования представлены маломощными (5–20 см) жилами аплитов и пегматитов протяженностью первые метры, выполняющими как крутопадающие, так и пологие первичные трещины в массивах.

Породы комплекса отвечают нормальному щелочноземельному ряду калиево-натриевой серии с натриевым типом щелочности в ранних фазах и калиевым в лейкогранитах заключительной фазы. Величина калиево-натриевого отношения с ростом кремнекислотности увеличивается незначительно.

Характерной особенностью гранитоидов комплекса является их порфиroidный крупно-среднезернистый облик, наличие массивных, реже гнейсовидных текстур. Отмечаются разномасштабные породы с монцонитовидными структурами.

Породы относятся к диорит-гранит-гранодиоритовой формации. По данным амфиболовых геобарометров, кристаллизировались в условиях мезоабиссальной фации глубинности, при давлении 3,5–4,1 кбар.

Комплекс перспективен на обнаружение молибденового оруденения.

С некоторой долей условности к тындинско-бакаранскому комплексу отнесены гранитоидные массивы, расположенные в бассейнах рек Олекма, Нюкжа и сложенные породами повышенной щелочности. На всех современных картах они выделены как мезозойские. Ранее часть этих пород относилась к раннему палеозою [1261]. Были предложения отнести их к амананскому комплексу [101]. Многие исследователи отмечают неоднородность строения этих массивов и делят их не только по составу, но и по возрасту [122, 407, 408]. Наиболее изучен в настоящее время Чильчинский

массив. Десятки химических анализов проб, отобранных в пределах этой интрузии, преимущественно в краевой части, указывают на повышенную щелочность (монциты, сиениты, граносиениты) и преобладание калия в их составе [645]. Это же отмечается М. И. Кузьминым и А. Ю. Антоновым [145], которые подчеркивают, что юго-восточная и центральная части Становой зоны сложены преимущественно гранодиоритами и гранитами, а северо-западная (Чильчинский массив) — сиенито-диоритами. Е. Н. Цеймах [645] выделил самостоятельный раннемеловой чильчинский комплекс, в который объединил образования самого массива и серию малых тел и даек, возможно, разного возраста и генезиса. При дальнейшем изучении породам с повышенной щелочностью необходимо уделить особое внимание: возможно, что они могут быть выделены в самостоятельный комплекс — пространственно массивы тяготеют к близширотному поясу палеозойских интрузий ингамакитского и сакунского комплексов, который, с известной долей условности можно рассматривать как проявление соответственно фронтальной и тыловой областей конвергенции континентальных плит, одной из которых является Сибирская платформа [70].

Вопрос о времени становления тындинско-бакаранского комплекса остается предметом дискуссий. Комплекс имеет широкое площадное развитие и формировался длительное время. По глубинности (фациальности) гранитоиды также весьма разнообразны: от мезоабиссальных до акроабиссальных. В крупных плутонах по структурно-текстурным особенностям породы верхних частей интрузий и их апофиз значительно отличаются от пород центральных частей массивов. Эти типы пород известны в литературе под названиями «тындинских», «бакаранских», «цыганских», «цыганско-бакаранских» и «олуевских» [167]. Многочисленные определения радиологического возраста различными авторами по различным типам тындинско-бакаранских пород калий-аргоновым методом указывают интервал средняя юра—ранний мел: 159—122 млн лет [57, 318], 152—108 млн лет [145], 140—138 млн лет [102, 104, 125]. Определения возраста рубидий-стронциевым методом дали 166 млн лет [343] и 142 млн лет [251]. Среднеюрские датировки имеют гранодиориты «цыганского типа» — ранней субфазы главной фазы внедрения. Порфириовидные граниты «тындинского типа» дают позднюю юру или границу юры и мела, реже самое начало раннего мела. Появление раннемеловых определений связано, вероятнее всего, с прогревом при внедрении комплексов мелового возраста. Не исключено также, что в состав мезоабиссальных пород комплекса включены более молодые (меловые) образования, сходные по структурным и петрохимическим характеристикам. Домеловой возраст комплекса дополнительно обосновывается тем, что гранитоиды перекрываются вулканогенно-осадочными толщами раннего мела и прорываются их субвулканическими образованиями (за пределами листа). Галька гранитоидов установлена в конгломератах амагаласской толщи, в туфоконгломератах и конгломератах бомнакской, сэгангринской и юктинской свитах раннего мела. На основании вышеизложенного, возраст комплекса правильнее принять как J_{2+3} , но это не предусмотрено инструктивными требованиями, поэтому возраст становления тындинско-бакаранского комплекса принимается средне-позднеюрским.

Шахтаминский комплекс монцонит-гранодиоритовый, выделенный Ю. А. Билибиным в 1953 г., объединяет немногочисленные штоки и дайкообразные тела трещинного типа. Они сложены породами умереннокисло-го и среднего составов в бассейнах рек Урюмкан, Кутя, Шилка-Аргунского междуречья в Аргуно-Газимурской зоне. Для штоков характерно неоднородное строение. Они сложены порфирированными биотит-амфиболовыми гранодиоритами и гранодиорит-порфирами **второй фазы** ($\gamma\delta J_{2-3} \xi_2$) и в подчиненном количестве монцонитами и монцодиоритами и **первой фазы** ($\mu J_{2-3} \xi_1$), которые тяготеют к краевым частям массивов. Отмечается тенденция совмещения интрузий с краевыми частями купольных морфоструктур высокого порядка, отрицательными гравитационными локальными аномалиями (Δg) и аномалиями магнитного поля (ΔT) положительного знака [240].

Интрузии шахтаминского комплекса активно контактируют с терригенно-карбонатными отложениями и гранитоидами палеозоя. Контактные изменения в гранитоидах незначительные. В зоне непосредственного контакта в алевролитах и песчаниках образуются биотит-кварц-плагноклазовые роговики с присутствием кордиерита, турмалина, в карбонатных — пироксена и рудного минерала. По удалению от контакта развиваются поля пятнистых сланцев с порфиробластами кордиерита, что, вероятно, свидетельствует о пологом падении контактов отдельных интрузий.

Петрохимическая особенность пород — повышенная щелочность: сумма щелочей 6–8,5 % при равных количествах калия и натрия. Характерны элементы-примеси: Mn, Co, Ti, V, Zr, Ba; в меньшей степени Cu, Pb и Ga.

Из постмагматических процессов в породах комплекса наиболее широко проявлен магнезиальный метасоматоз, что выражается замещением ромбического пироксена моноклинным. Последний, в свою очередь, замещается роговой обманкой, по которой развивается биотит и актинолит.

По структурно-формационным и минералого-петрохимическим свойствам шахтаминский комплекс отвечает монцонит-гранитовой формации орогенных зон. С ним установлена связь золотого оруденения золото-сульфидно-кварцевой формации, золотого и вольфрамового оруденения скарпового типа и, предположительно, медно-порфировой формации.

Нижняя возрастная граница шахтаминского комплекса устанавливается по активным контактам с ниже-среднеюрскими отложениями на смежной с запада территории листа N-50. Верхняя — однозначно определяется нахождением гранодиоритов в гальке конгломератов фаунистически охарактеризованных отложений нижнего мела. Имеются указания на перекрывание их отложениями позднеюрской ундинодаинской серии [73]. Определение абсолютного возраста со значениями 172–167 млн лет не противоречат принятому нами возрасту комплекса в интервале средняя—поздняя юра.

Борщовочный комплекс гранитовый. Первая фаза — гранодиориты, граниты гнейсовидные ($\gamma\delta J_{2-3} b_1$); **вторая фаза** — граниты, лейкограниты ($\gamma J_{2-3} b_2$). В Аргуно-Газимурской зоне слагает Аникинский массив на водораздельных пространствах Борщовочного хребта и серию тел небольших размеров.

Породы первой фазы слагают крайнюю северо-восточную часть Будюмканского массива, большая часть которого находится на смежной террито-

рии листа N-50. К первой фазе комплекса относятся гранитоиды преимущественно метасоматической стадии развития крупных плутонов с признаками замещения пород рамы, очень неравновесного преобладающего гранодиоритового и гранитового составов с обилием скиалитов метаморфических пород. Гнейсовидность и сланцеватость гранитоидов имеют как унаследованную метаморфическую природу, так и тектоническое происхождение. По петрографическим особенностям гранодиориты и гранито-гнейсы сходны с гранитами главной фазы, отличаясь от них повышенным содержанием темноцветных минералов, появлением в составе роговой обманки, развитием лишь гетеро- и гранобластовых микроструктур, отсутствием массивных текстур. По условиям формирования гранитоиды первой фазы являются параавтохтонными образованиями.

Граниты второй фазы слагают *Аникинский массив*. Он имеет форму свода, вытянутого в субширотном направлении. Куполовидная форма подчеркивается плоскопараллельными текстурами, конформными контактам — залегание гнейсовидности постепенно меняется от почти горизонтального в центральной части массива до наклонного по его периферии. Интрузия полого погружается в юго-западном направлении с образованием ореола жильных инъекций в северо-восточной и восточной части. Контакты с вмещающими породами четкие, согласные, большей частью пологие, на замыкании массива — секущие (30–40°). В эндоконтактовой части (мощностью не более 1 км) распространены мелкозернистые разновидности нормальные и меланократовые по составу, с более четко выраженной плоскопараллельной текстурой и наличием большого числа пластообразных скиалитов и ксенолитов. В крупных ксенолитах присутствуют ненарушенные, прослеживаемые на расстояние до 3 км от контактов, слои биотитовых и фибролитовых сланцев. В относительно узкой восточной эндоконтактовой зоне (500 м) в верховьях р. Алгакан находятся согласные со сланцеватостью юрских отложений гнейсовидные граниты — средне- и мелкозернистые с гетеро- или гранобластовой, бласто-гранитовой структурой. Породы подобны гнейсовидным гранитам северной краевой части в низовье р. Шуругай [485], где они контактируют с метаморфическими породами урульгинского комплекса.

Граниты второй фазы представлены преимущественно среднезернистыми лейкократовыми разновидностями, слабо порфиоровидными, массивными или нечетко гнейсовидными в центральных частях массива. В краевых частях массива отчетливо наблюдаются плоскопараллельные текстуры, вблизи скиалитов сланцев — теньевые полосовидные скопления крупночешуйчатого биотита. Вокруг крупных реликтов сланцев развиты мелкозернистые гнейсовидные граниты. Характерны шлировидные участки неравномернозернистых пегматоидных гранитов, иногда постепенно переходящих в пегматиты. В краевых, менее глубинных, северо-восточной и восточной частях массива резко возрастает количество согласных и секущих пегматитовых жил. В близконтактовых частях массива граниты переходят в гнейсовидные граниты с grano- или гетеробластовой структурой и четкой ориентированной текстурой, имеющей тектоническое происхождение. Вмещающие толщи различного возраста (в том числе юрские) и палеозойские граниты рассланцованы с ориентировкой плоскостей рассланцевания субпараллельно контактам интрузий.

Граниты характеризуются метасоматической и гранитовой структурой. Акцессорные минералы (в весовых содержаниях) — ильменит, магнетит, апатит, циркон, монацит, рутил, гранат; типичны в знаковых содержаниях турмалин, молибденит, галенит, пирит.

По химическому составу породы относятся к умереннощелочному ряду с калиево-натриевым типом щелочности, высокоглиноземистые [300]. Спектральным анализом в них обнаружены вышекларковые содержания Be, Li, Ga, Zr [476].

Комплекс относится к гранитовой формации. С ним установлена связь бериллиевого оруденения.

На листе N-50 [482] принят средне-позднеюрский возраст борщовочного комплекса. И. Н. Павловой в 1994 г. изотопно-геохронологическими методами датированы породы Шивкинского купола в Борщовочном плутоне. U-Pb методом по цирконам субщелочного лейкократового гранита получен возраст 147 млн лет, Rb-Sr возраст по калишпатам — 140 ± 15 млн лет.

На основании вышеизложенного возраст комплекса принимается средне-позднеюрским.

ПОЗДНЯЯ ЮРА

Амуджиканский комплекс субщелочных гранитов. **Первая фаза** — диориты ($\delta J_3 a_1$), кварцевые монзониты, кварцевые монцодиориты (qm); **вторая фаза** — граносиениты ($\gamma \xi J_3 a_2$), гранодиориты, кварцевые сиениты, гранодиорит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры ($\gamma \delta$); субщелочные граниты ($\epsilon \gamma$); **третья фаза** — субщелочные граниты, субщелочные лейкограниты ($\epsilon \gamma J_3 a_3$), граниты и гранодиориты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры (γ). Амуджиканский комплекс выделялся на территории Читинской области под названием амуджикано-шахтаминский, амуджикано-сретенский, амуджиканский [4, 110, 125]. На территории Амурской области его фациальные и возрастные аналоги выделялись как сергачинский [100, 160], хайктинский [205] и амуджиканский комплексы [41, 323, 537].

В Олекмо-Нюкжинской ВПЗ образования комплекса слагают ряд интрузий площадью выхода до 1000 км² и многочисленные мелкие тела с гомодромной последовательностью внедрения сложного трехфазного, реже простого строения, сформированные в условиях эпизоны Их размещение контролируют блокоразделяющие зоны разломы. Интрузии локализованы в узлах пересечения разломов различной ориентировки и дуговых структурах полихронных очаговых зон. Форма массивов штоко-, гарполито-, дайкообразная и неправильная полигональная, часто вытянута согласно простиранию магмоконтролирующих нарушений. Строение интрузий зональное, соподчиненное с их формами: симметричное — штокообразных, асимметричное — плито- и дайкообразных массивов. Центральные части плутонов сложены мезократовыми среднезернистыми порфировидными граносиенитами, субщелочными гранитами и гранодиоритами, которые в эндоконтактных зонах приобретают порфировую структуру и более меланократовый состав. Интрузии с обратным зональным строением, как Бу-

горихтинский массив, сопровождаются золоторудными проявлениями. Строение интрузий находит отражение в геофизических полях и характеризуется повышением положительных значений (ΔT) магнитного поля для меланократовых разностей и отрицательными невысокими значениями (ΔT) — мезократовых. В гравитационном поле массивы, сложенные гранитоидными разновидностями, отражаются локальными отрицательными аномалиями (Δg); монцонитами и сиенитами — положительными.

Устанавливается комагматическая связь образований комплекса с вулканическими и субвулканическими аналогами нерчинского ВК, подробно охарактеризованная в ряде работ [468, 575].

Первая фаза имеет незначительное распространение в краевых частях массивов или встречается в виде ксеноблоков среди пород второй фазы. В составе второй фазы преобладают граносиениты и субщелочные граниты. Последние распространены наиболее широко и слагают как вторую, так и третью фазы. Прочие разновидности этих двух фаз имеют подчиненное значение. В монцонитоидах первой фазы характерно присутствие в значительном количестве биотита и калиевого полевого шпата, для пород второй и третьей фаз комплекса — роговой обманки и пироксена. В последних наблюдается обрастание пироксена амфиболом, а затем титанистым биотитом. Вкрапленники ортоклаза гранитоидов второй и третьей фазы обычно имеют олигоклазовую оторочку. Постоянно наблюдается неравномерность состава вкрапленников и основной массы, обогащенной темноцветными минералами. Типоморфными и петрографическими особенностями пород комплекса являются: стабильное присутствие порфирировых выделений дымчатого полупрозрачного кварца дипирамидальной формы, удлинённых игольчато-шестоватых кристаллов амфибола, изометричных табличек биотита, моноклинного и ромбического пироксена. Акцессорные минералы: в весовых количествах — магнетит; в значительных — сфен, ильменит, апатит, пирит, циркон при наличии пирита, турмалина, шеелита, висмутовых минералов, молибденита и халькопирита; реже встречаются флюорит, барит, гематит.

Породы эндоконтактовой фации почти всегда обладают порфирировой структурой, тонкозернистой основной массой, более меланократовым составом и обилием шпатов амфибол-полевошпатового состава. Экзоконтактовые изменения сопровождаются ороговикованием и березитизацией. Жильные образования представлены аплитовидными, но чаще мелкозернистыми биотитовыми гранитами.

Формирование комплекса от ранней к заключительной фазам характеризуется переменным возрастанием щелочности, максимум которой отмечается для пород второй фазы при преобладании Na_2O над K_2O . Для гранитоидов комплекса характерны повышенная магнезиальность, пониженная железистость (общая и темноцветных минералов) [450, 574], для гранитов, кроме третьей фазы, — пониженная кислотность. Наряду с этими особенностями в образовании амуджиканского комплекса наблюдается увеличение содержаний Rb и Li от ранней фазы к поздней, что может служить показателем поступательного развития [240]. Для пород характерны надкларковые содержания кобальта, никеля, ванадия, хрома и повышенные значения отношений изотопного состава первичного стронция, что

свойственно для гранитоидов активных континентальных окраин [450]. При низких концентрациях калия, породы Хайктинского массива обогащены ураном и торием.

Совокупность структурно-вещественных признаков комплекса свидетельствует о его формировании в результате взаимодействия базальтовой магмы с коровой составляющей и позволяет относить породы к монцонит-гранитовой формации орогенных зон.

Амуджиканские гранитоиды прорывают все более древние образования района. Вмещающие породы насыщены прожилками кварца и дайкообразными ответвлениями гранитоидов массива. Дайкообразные ответвления иногда образуют дайки-сателлиты протяженностью до 4–8 км с северо-восточным или северо-западным простиранием [450]. Вмещающие породы ороговикованы, при этом ширина зон ороговикования достигает нескольких десятков метров. Состав роговиков зависит от состава вмещающих пород. Новообразованные минералы: биотит, кварц, андалузит, гранат.

Возраст комплекса определяется активными контактами с образованиями амананского и нерчуганского комплексов, флористически охарактеризованными отложениями могочинской свиты [514, 575] и вулканогенно-осадочными нерчинской серии [280, 468]. Верхний возрастной предел устанавливается по наличию гальки в базальных конгломератах инегирской серии [280, 574, 575]. На основании определений абсолютного возраста К-Аг методом (по биотиту, плагиоклазу, калиевому полевоому шпату, амфиболу), составляющего от 132 ± 10 до 157 ± 8 млн лет, Rb-Sr – методом 151 ± 8 млн лет, и геологических данных, возраст комплекса принимается позднеюрским.

В гранитоидах Хайктинского массива выявлено Березитовое золоторудное месторождение с возрастом оруденения 130 млн лет, определенным К-Аг методом [79]. С интрузиями амуджиканского комплекса связана минерализация известного золото-молибденового пояса Забайкалья, проявления вольфрама, меди, серебра, оптического кварца.

Магдагачинский комплекс субщелочных гранитов – субщелочные граниты, лейкограниты, граниты, субщелочные гранит-порфиры, субщелочные лейкогранит-порфиры, лейкогранит-порфиры, гранит-порфиры ($\epsilon\gamma J_3 m$). Комплекс выделен из состава верхнеамурского [406]. Название введено М. В. Мартынюком в 1990 г. [503]. Гранитоидами комплекса сложен ряд массивов и мелких тел в пределах Верхнеамурской зоны в бассейнах рек Магдагачи, Горчаки, Дульней, Ольга, в верховьях р. Улунга и на левобережье р. Омутная. Структурный контроль размещения интрузий осуществляется глубинными разломами северо-западного простирания.

Основной объем комплекса составляют полнокристаллические полифациальные гранитоиды. Порфиоровые разновидности развиты незначительно и слагают краевые части интрузий, круто- и пологопадающие дайки, штоки и небольшие лакколиты, приуроченные к апикальным, краевым и экзоконтактовым зонам крупных интрузий.

Магдагачинский петротипический массив (около 300 км²) располагается в среднем течении р. Магдагачи и ее правых притоков и представляет собой трещинное плитообразное тело, вытянутое к северо-западу и полого

погружающееся в юго-западном направлении. Центральная часть массива сложена мелко-среднезернистыми субщелочными гранитами, лейкогранитами и гранитами с порфиroidными выделениями бледно-розового калишпата размером до 6 см. В северо-западной, юго-восточной и юго-западной частях массива они постепенно переходят в гранит-порфиры [406]. Северная часть осложнена взбросо-надвиговыми дислокациями Магдагачинского разлома. Вдоль западного контакта массива сконцентрированы многочисленные апофизы, представляющие собой силлы и протяженные по площади лополитообразные тела, как правило, согласные со складчатым характером дислокаций вмещающих юрских (осежинская и толбузинская свиты) стратифицируемых образований. Здесь нередко отмечаются эруптивные контакты тел с широко проявленными процессами контактового метаморфизма в юрских отложениях.

Магдагачинский массив выражается отрицательной аномалией интенсивностью до 10 нТл и мощностью экспозиционной дозы гамма-излучения до 8 мкР/ч с отдельными локальными изометричными аномалиями интенсивностью до 12 мкР/ч. Концентрация калия несколько повышена по отношению к общему фону и составляет 0,5–1 %. Содержание тория составляет 6×10^{-4} %, урана – $(1-2) \times 10^{-4}$ %, что соответствует среднему уровню общего поля. Согласно гравиметрическим данным, массиву соответствует локальная, вытянутая в северо-западном направлении отрицательная аномалия силы тяжести интенсивностью до 4 мГал.

Для хорошо раскристаллизованных разновидностей гранитоидов характерны порфиroidные и резкопорфиroidные структуры, где на светло-сером фоне основной массы и вкрапленников плагиоклаза довольно часто выделяются крупные, до 1,5–2, реже до 5 см, розоватые кристаллы калиевого полевого шпата. Отмечаются значительная изменчивость структуры и зональные плагиоклазы. Субщелочные гранит-порфиры, субщелочные лейкогранит-порфиры, лейкогранит-порфиры, гранит-порфиры отличаются наличием крупных фенокристаллов плагиоклаза и темно-серого до дымчатого идиоморфного кварца.

Породы комплекса относятся к умереннощелочной натриевой – калиево-натриевой серии и являются весьма- и крайне высокоглиноземистыми, низко-умереннотитанистыми, низко-высокомагнезиальными и высококалиевыми образованиями. Увеличение кремнекислотности сопровождается увеличением щелочности (до 8,95–9,53, иногда до 10 %).

В гранитоидах повышены кларки концентраций Cr и Ni (до 5–9), Cu (до 7,5), Pb (до 2,6), Zn (в отдельных пробах до 2,8), Sn (в отдельных пробах до 1,7), а также Sr (до 9), Ta ($\kappa 2-13,5$), V (до 1,6–2,5), Cs (2–30), Hf (1,6–3,3), Sr (2–12,5), Ni (2–20), Cr (1,5–36) и Pb (1,7–6). Характерна вольфрамовая специализация (до 88 и 341.) Существенно понижено в гранитоидах содержание Nb (менее 0,4) и практически не обнаруживаются Y, Yb и Ag. В субщелочных гранит-порфирах стабильно повышены кларки концентраций Ta (4,4–7,2), Cs (2), Hf (2,1–4,6), Sr (2,6–5,3), Cr (1,5–15) и Be (до 4,1).

Интрузивные образования комплекса принадлежат к гранит-граносиенитовой формации. По данным В. Е. Стрихи [261, 265, 315], по составам биотитов с использованием методики Агью и Бримхолла установлено, что породы комплекса относятся к сильноконтаминированным образованиям

I-S-C типа. Это указывает на большую долю корового материала при формировании пород. По геохимическим особенностям, выявленным с помощью спайдердиаграмм, на которых значения для нормализации взяты по Тейлору и Мак-Леннону, породы разных массивов ведут себя по-разному, но в целом более близки к верхнекоровым образованиям. Двойственная природа гранитоидов выражается в неоднозначности их интерпретации на основании дискриминационных диаграмм (Rb-Sr, K₂O-Rb). Кроме того, умереннощелочные граниты на диаграмме (La/Yb)_N-(Yb) тяготеют к тренду плавления гранатовых амфиболитов, что указывает на вероятность их образования за счет плавления докембрийских пород. О мантийно-коровой природе пород и о значительных колебаниях в их составе доли корового компонента свидетельствуют вариации изотопного состава Sr: 0,7038–0,7077. Среднее содержание неодима в породах ассоциации (–4,6) указывает на большую роль зрелой континентальной коры в источнике их формирования. На основе диаграммы Ферштатера (Rb–Sr) – родоначальной магмой для пород комплекса являлась щелочно-базальтовая магма. По особенностям состава биотитов показано, что породы ассоциации кристаллизовались при близких значениях фугитивности кислорода и водорода и при высоких соотношениях активности фтора и хлора по сравнению с породами монцодиорит-гранитовой ассоциации, но практически при равных соотношениях активностей фтора и воды. По составу флюидной фазы породы близки к гранитоидам, несущим молибденовое, медно-молибденовое и вольфрамовое оруденение.

Особенности составов биотитов и геохимических характеристик пород наряду с гомодромной последовательностью становления гранитоидных ассоциаций позволяют считать, что наиболее вероятными механизмами взаимодействия мантийных и коровых источников при формировании гранитоидов являются ассимиляция (контаминация) базитовыми расплавами корового вещества различного состава либо смешение (синтексис) базитовых и коровых расплавов.

Комплекс перспективен на обнаружение золотых и свинцово-цинковых руд золото-сульфидно-кварцевой и свинцово-цинковой жильной формаций.

Нижняя возрастная граница комплекса устанавливается на основании фактов прорывания гранитами палеонтологически охарактеризованных оксфорд-титонских отложений толбузинской свиты, верхняя – налеганием на породы комплекса конгломератов перемыкинской свиты берриас-валанжинского стратиграфического уровня. Данные радиологических определений возраста противоречивы: 145 ± 5 (K-Ar метод) и $130,7 \pm 2,7$; 130 ± 12 ; 133 ± 5 ; 137 ± 9 ; 161 ± 8 ; 183 ± 11 млн лет (Rb-Sr) [454].

Кукульбейский комплекс гранитовый ($\gamma J_3 k$), выделенный в 1951 г. Ю. А. Билибиным, представляют биотитовые, двуслюдяные, мусковитные граниты, лейкограниты и гранит-порфиры. Они слагают немногочисленные гипабиссальные штокообразные интрузии размером до первых десятков квадратных километров в междуречье Шилки и Аргуни в Аргуно-Газимурской зоне. На характеризуемой территории интрузии относительно друг друга расположены по меридиану, как бы трассируя западную окраину Бузейского кристаллического массива, совмещенную с региональным гравитационным максимумом. На востоке междуречья Амазар–Амур на про-

стирании их тел находится цепь мелких интрузий, сложенных лейкократовыми гранитами третьей фазы раннемелового тымагерского комплекса. Отмечается, что интрузии кукульбейского комплекса тяготеют к Аникинской и Урюмкано-Будюмканской купольным морфоструктурам и сочленению их с разломными зонами рифтогенных структур [240]. Они совмещены с гравитационными локальными минимумами (Δg) и отрицательными локальными аномалиями магнитного поля (ΔT). Интрузии гранитоидов прорывают карбонатно-терригенные отложения нижнего кембрия, девона, терригенные, интенсивно дислоцированные – нижней–средней юры.

Гранитоиды комплекса отличаются невыдержанным минералогическим составом, структурно-текстурными особенностями как по всей цепи массивов, так и в отдельных объектах. В бассейне р. Уров они сложены мусковитовыми интенсивно грейзенизированными гранитами; в междуречье Урюмкана и Аргуни – лейкократовыми и аляскитовыми до гранит-порфиоров в эндоконтактной зоне, на водоразделе рек Шилка–Аргунь – двуслюдяными и биотитовыми гратитами. Типоморфными признаками гранитоидов комплекса в разных массивах являются следующие. Преобладание калиевого полевого шпата над плагиоклазом, первый преимущественно нерешетчатый, и кислый состав плагиоклазов; из породообразующих минералов – обязательное присутствие морионовидного кварца в виде округлых как порфирировидных, так и цепочковидных выделений в основной массе; широкое развитие в породах участков с пегматоидной и миароловой структурами, специфическая ильменит-циркон-апатитовая ассоциация аксессуарных минералов с ксенотимом, радиоактивным цирконом, минералами тантала, торитом, монацитом, иногда шеелитом, флюоритом, касситеритом и вольфрамитом.

Граниты относятся к умереннощелочному ряду с калиево-натриевым типом щелочности. Основными петрохимическими особенностями гранитоидов комплекса являются высокая кислотность, пересыщенность глиноземом, повышенная щелочность с постоянным преобладанием калия над натрием, высокие значения коэффициента железистости.

Геохимические исследования показывают постоянное присутствие Li, Be, F, Sn, W, часто Ta, превышающие кларковые значения в 2,5–3 раза, а иногда выше. По геохимическому типу образования комплекса относятся к плюмозитовым лейкогранитам.

Постмагматические процессы можно подразделить на две стадии – раннюю и позднюю. Ранняя стадия – щелочная, выражена калиевым метасоматозом. Вторая – кислотная стадия, выражается грейзенизацией с привнесением F, B, Be, Li.

Комплекс относится к гранитовой формации. Он перспективен на обнаружение промышленных концентраций редкометалльных, оловянных руд грейзенового типа и флюоритовой минерализации.

Интрузивы кукульбейского комплекса прорывают среднеюрские образования, а за пределами листа к юго-западу – верхнеюрские [453, 522]. Валунны и галька гранитоидов комплекса содержатся в конгломератах тургинской свиты нижнего мела. [522]. В то же время отмечается петрохимическое и геохимическое сходство гранитов кукульбейского комплекса и риолитов тургинской свиты нижнего мела, что позволяет некоторым гео-

логам считать их разновозрастными. Основная часть значений К-Аг датировок находится в пределах 130–157 млн лет [2], в связи с чем принимается позднеюрский возраст комплекса.

РАННИЙ МЕЛ

Верхнеамурский комплекс гранит-гранодиоритовый. Первая фаза – диориты ($\delta K_1 v_1$); вторая фаза – гранодиориты ($\gamma \delta K_1 v_2$), кварцевые диориты ($q\delta$), кварцевые диорит-порфириты ($q\delta\pi$); третья фаза – граниты, субщелочные граниты ($\gamma K_1 v_3$), гранит-порфиры ($\gamma\pi$). Гранитоидами комплекса сложены Игакский, Талалинский, Джалиндинский, Ольгинский, Буриндинский массивы и ряд небольших тел в бассейне р. Уркан, а также на левобережье рек Мал. Ольдой, Ирмакиткан. Массивы характеризуются однотипным составом и строением. Они сложены породами первой и второй фаз, количественное соотношение между которыми зависит от эрозионного среза. В экзоконтактах наблюдаются зоны (100–400 м) ороговикованных пород. В эндоконтактах породы приобретают мелкозернистую, иногда порфировидную структуру. Порфировидные граниты третьей фазы отмечаются реже.

Игакский петротипический массив (300 км²) располагается в северном обрамлении Гонжинского выступа в бассейнах рек Орел, Игак и Яныр. В плане имеет овально-изометричную форму, несколько вытянутую в субширотном направлении. По геофизическим данным вертикальная мощность батолита не менее 5–7 км. Южные, северные и восточные ограничения массива тектонические. Западные контакты с палеозойскими известковисто-терригенными образованиями интрузивные, сопровождаемые широкими ареалами ороговикованных пород и более локальными – скарнированных. В кровле Игакского батолита отмечаются многочисленные ксенолиты и ксеноблоки девонских образований ольдойской и имачинской свит площадью до 1,5–6 км². В них также проявлены процессы ороговикования и, реже, скарнирования. В пределах массива гранитоиды прорываются многочисленными субвулканическими образованиями раннемелового талданского и позднемелового галькинского комплексов. В междуречье Мал. Яныр–Куриный наблюдается налегание покровных фаций талданского вулканического комплекса на гранодиориты первой фазы верхнеамурского.

Центральная часть массива сложена гранодиоритами, периферическая – кварцевыми диоритами второй фазы, между которыми установлены постепенные переходы. Граниты третьей фазы широко развиты в южной части массива. Выходы их, как правило, имеют тектонические ограничения. К западной границе плутона приурочены выходы диоритов первой фазы.

В зависимости от вертикальных параметров и вещественного состава батолитов, породы комплекса выражаются положительными магнитными аномалиями от 100 нТл (Талалинский и Буриндинский массивы) до 300–500 нТл (Игакский и Ольгинский массивы). В гравитационном поле массивы характеризуются локальными отрицательными аномалиями интенсивностью до 2–4 мГал.

Породы верхнеамурского комплекса относятся к известково-щелочной калиево-натриевой серии с натриевым уклоном. Диориты первой фазы характеризуются высокой и весьма высокой глиноземистостью, умеренной титанистостью, умеренной и высокой магнизиальностью. Гранитоиды второй фазы — весьма высокоглиноземистые, реже высокоглиноземистые, умереннотитанистые, низкомагнезиальные с отклонениями к умеренно- и высокомагнезиальным. Гранитоиды жильных образований третьей фазы — крайне высокоглиноземистые, низкотитанистые, низкомагнезиальные и высококалиевые. В гранитоидах первой и второй фаз комплекса повышены кларки концентраций Sr (до 2–7 в отдельных пробах), Ba (1,6–3,5) и Sr (1,6–3,5).

По данным В. Е. Стрихи [261, 315], по амфиболовому геотермометру температура кристаллизации от 725–750 для диоритов ранней фазы до 650–750 для гранитоидов поздних фаз. Фугитивность кислорода от (–11,2) до (–12,5). По соотношению удельной глиноземистости, калиевости, окисленности железа и отношению стронция они относятся к образованиям магнетитовой серии I-типа. Значительные вариации изотопов стронция позволяют предполагать различное участие корового компонента в исходных гранитоидных расплавах. По соотношению глиноземистости и апатитности относятся к гранитоидам I-типа, но значительная часть гранитов попадает в поле S- и A-типов, что обусловлено, вероятно, соотношениями мантийного и корового компонентов в их составе. По соотношению Rb–(Y + Nb) породы субдукционные. По классификации Л. В. Таусона отвечают андезитовому типу гранитоидов.

Многочисленные исследования показали [261, 263, 265, 315], что геохимические особенности гранитоидов обусловлены, в первую очередь, особенностями исходного для них субстрата, а не геодинамическими условиями их формирования, поэтому, с учетом геотектонических реконструкций, породы верхнеамурского комплекса можно отнести к синколлизонным.

Комплекс относится к тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации. Он перспективен на обнаружение промышленных концентраций золотых и вольфрамовых руд гидротермального и скарнового типов и сурьмяного оруденения золото-сурьмяной березитовой формации.

Раннемеловой возраст верхнеамурского комплекса устанавливается на основании комплекса данных. Породы интродуцируют ранне-позднеюрские терригенные отложения Верхнеамурского прогиба, их штоки прорывают позднеюрские субщелочные граниты Магдагачинского массива одноименного комплекса. Верхняя возрастная граница определяется прорыванием интрузиями буриндинского комплекса и налеганием на гранитоиды второй фазы барремских вулканогенных образований талданской свиты. Изотопные Ar-Ar определения возраста гранитоидов Игакского массива составляют: для амфибола из кварцевого диорита первой фазы комплекса — $138,9 \pm 1,4$ млн лет; для плагиоклаза из плагиогранита второй фазы — $134,9 \pm 1,3$ млн лет [454]. Из минералов и валовых проб гранодиоритов второй фазы и гранитов третьей фазы Игакского и Талалинского батолитов получена совместная Rb-Sr изохрона с радиометрическим значением $118,2 \pm 2,6$ млн лет. Большинство K-Ar датировок по породообразующим минералам гранитоидов второй и третьей фаз комплекса укладываются в интервал 117–143 млн лет [27].

Буриндинский комплекс монцодиорит-гранодиоритовый. Первая фаза — диориты, монцодиориты ($\delta K_1 b_1$), кварцевые диориты (q δ); **вторая фаза** — гранодиориты ($\gamma \delta K_1 b_2$), гранодиорит-порфиры, кварцевые диорит-порфириты ($\gamma \delta \pi$); **третья фаза** — граниты, субщелочные граниты ($\gamma K_1 b_3$), гранит-порфиры ($\gamma \pi$). Выделенный в 1978 г. [363] как пятифазный комплекс сложного состава, в настоящее время сокращен до трехфазного. Слагает гипабиссальные интрузии пестрого состава — от монцодиоритов до гранодиорит-порфиров и гранитов. Форма тел разнообразная: дайки, штоки, лакколиты. Размеры от первых дециметров и метров до первых сотен квадратных километров. Интрузии локализованы в основном в пределах Буриндинского и Игакского полихронных массивов, сложенных гранитоидами верхнеамурского комплекса. Небольшое количество интрузий сосредоточено в массивах магдагачинского комплекса и среди терригенных отложений осежинской и толбузинской свит. Размещение пород контролируется зонами глубинных разломов северо-западного простирания.

Тела в основном монопородные. Гранитоиды второй фазы развиты наиболее широко. Для них характерны порфировидные структуры, участки микропегматитового строения, высокий идиоморфизм породообразующих минералов.

Породы комплекса прорывают стратифицируемые образования палеозоя и мезозоя с образованием мощных зон ороговикования (300 м—3,5 км). В роговиках и ороговикованных породах отмечаются новообразованные эпидот, кварц, кордиерит, пироксен, биотит, мусковит, ставролит, андалузит, серицит. На контакте с отложениями девона по известнякам развиваются скарны.

Гранитоиды хорошо, но неоднозначно выражаются в геофизических полях, Характер магнитного или гравитационного поля зависит от состава вмещающих пород и размеров тела. Кислые разновидности третьей фазы по данным АГСМ-съемки повсеместно выделяются аномальным содержанием урана и тория, что объясняется присутствием в них радиоактивных акцессорных минералов — бурого циркона и монацита.

Породы буриндинского комплекса относятся к известково-щелочной, реже умереннощелочной калиево-натриевой серии, являются высокоглиноземистыми и весьма высокоглиноземистыми, высококалиевыми, редко умереннокалиевыми. В гранитоидах отмечается надкларковое содержание хрома, галлия и скандия [363], иногда, свинца и бария. Для пород среднего состава характерно повышенное содержание бериллия (до 3 г/т), в кварцевых монцодиоритах установлено аномальное содержание меди (22—24 г/т) и содержание хрома, превышающие кларковое в 3—4,5 раза. Комплекс относится к габбро-гранодиорит-гранитовой формации. С гранитоидами связаны рудопроявления золота эпитермального золото-серебрянного типа и золото-кварцевой формации.

Первоначально возраст интрузий буриндинского комплекса определялся на основании прорывания ими гранитоидов верхнеамурского комплекса и вулканитов талданской свиты [363]. При ГДП-200 [454] был принят барремский возраст комплекса, который обосновывался фактом налегания барремских вулканитов талданской свиты на породы буриндинского ком-

плекса. Наблюдавшееся соотношение, по нашему мнению, требует более тщательного изучения. Многочисленные определения радиологического возраста различными методами дают интервал 72–166 млн лет [246, 363, 454 и др.], что требует критического подхода к каждому определению.

Нами принят раннемеловой постталданский возраст комплекса, как наиболее подтвержденный фактическим материалом [363].

Тымагерский комплекс габбро-гранодиорит-гранитовый выделен при составлении легенды Олекминской серии листов ГК-200 [452]. К нему относятся штоки, лакколлиты, плито- и дайкообразные тела умереннокислого, среднего и основного состава междуречий Шилка–Аргунь, Амазар–Амур. Это трещинные и «межпластовые» полусогласные интрузии размером до первых десятков квадратных километров. Комплекс характеризуется следующим строением: **первая фаза** – габбро, диориты, габбродиориты, пироксениты, перидотиты, троктолиты (vK_1t_1); **вторая фаза** – гранодиориты, гранодиорит-порфиры, кварцевые диориты, габбродиабазы ($\gamma\delta K_1t_2$); **третья фаза** – граниты, иногда порфировидные, лейкограниты, гранит-порфиры (γK_1t_3).

Породы первой фазы слагают пластинообразные интрузии, контролируемые пологопадающими зонами разломов северо-восточного простирания на водоразделах рек Даван-Амазар, Доптуган-Ковыхта и т. д. Интрузии характеризуются непостоянством состава и структурно-текстурных особенностей. Контакты интрузий часто осложнены разломами. Породы эндоконтактных зон массивов переполнены шширообразными обособлениями более основного состава с расплывчатыми контурами и участками развития гибридных разновидностей. Интрузии характеризуются положительными локальными аномалиями гравитационного поля, магнитного поля интенсивностью до 700×10^{-5} ед. СИ и повышенными значениями радиоактивности до 6–8 мкР/ч.

В зоне Северо-Туруингрского разлома выделяется *Яковинский массив* базитов и ультрабазитов, площадью около 10 км², приуроченный к тектоническому контакту рифейских образований и юрских толщ. По аэрогеофизическим данным массив имеет лополитообразную форму и погружен к северу. Он ясно выражен в гравитационном поле локальным гравитационным максимумом. В строении массива установлена зональность: усиление основности пород по направлению к южной части [389]. Его северная, верхняя часть представлена меланократовыми диоритами, габбродиоритами, амфиболовыми габбро, габбродиабазами; центральная часть – разнотекстурированными, часто порфировидными габбро; южная, нижняя часть – перидотитами, плагиоклазовыми пироксенитами, редко троктолитами, анортозитовыми габбро. Южная часть массива (в плане шириной около 20–30 м) наиболее четко расслоена. Переходы между разновидностями пород обычно постепенные, но четкие. Характерна грубая дифференциация, выражающаяся чередованием разнопородных участков, мощностью первые десятки–первые сотни метров с признаками скрытой расслоенности. Картируется субгоризонтальное и слабонаклонное на север залегание слоев. Отмечается [389] насыщенность массива ксенолитами пород рамы. Большая его часть контактирует с тектонизированными образованиями крестовского комплекса ордовика, который содержит реликты габброидов ана-

логичного состава кручининского комплекса, в связи с чем индентификация пород затруднена и интерпретация контактов спорна. Тем не менее, установлены мелкие (10–15 м) апофизы габброидов массива в юрские отложения, в зоне эндоконтакта отмечается уменьшение зернистости структур габброидов [650]. С мигматитами пришилкинского комплекса габброиды в эндоконтакте среднезернистые, амфиболовые, с элементами диабазовой структуры, содержат ксенолиты мигматитов и скарноидов. Мощности зоны эндоконтакта 2–3 м, она конформна полосчатости метаморфических пород [389].

Интрузии второй фазы вытянуты в широтном направлении. Они прорывают глубокометаморфизованные кристаллические сланцы раннего протерозоя, динамометаморфизованные вулканогенно-терригенные породы рифея–венда, песчано-глинистые породы девона и терригенные породы юры–мела. В свою очередь прорываются гранитами третьей фазы Тымагерского штока. Массивы имеют зональное строение и сложены гранодиоритами до кварцевых диоритов.

Граниты и гранит-порфиры третьей фазы слагают мелкие штоки (*Тымагерский* и др.), гарполиты, лополиты, лакколлиты. Пологим залеганием массивов в зонах расщепления объясняется несопоставимость площадей штокообразных выходов гранитов и их широких экзоконтактовых зон: полей биотит-кордиеритовых роговиков [389, 651], вмещающих «рои» даек гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиров, и полей грейзенизированных пегматоидных гранитов. В эндоконтактах интрузий развиты гранит-порфиры, характеризующиеся постепенными переходами к порфиroidным фациям гранитов [389]. Гранитоидные интрузии последних фаз вмещают ксенолиты габброидных пород первой фазы.

В гравитационном поле массивы выражены слабыми отрицательными аномалиями (Δg) интенсивностью до 6–7 мГал и положительными магнитными аномалиями (ΔT) невысокой интенсивности, что обусловлено малой мощностью массивов.

По петрохимическим характеристикам диориты, габбродиориты первой фазы отвечают средним породам нормального ряда, отличаясь от типичных представителей бедностью кальция, низкой железистостью, повышенными значениями апгаитности и суммы щелочей при постоянном преобладании натрия над калием. Для них характерна тенденция возрастания железистости с увеличением кислотности при постоянных значениях апгаитности, что указывает на образование пород из щелочных магм [24]. Габброиды Яковинского массива принадлежат к основным породам нормального ряда, натриевому типу.

Гранитоиды второй и третьей фаз комплекса относятся к кислым породам умереннощелочного ряда с натриевым, реже калиево-натриевым типом щелочности. От аналогов известково-щелочного ряда по Р. Дэли отличаются пониженными содержаниями алюминия, железа, магния и кальция, повышенным содержанием щелочей при постоянном преобладании натровой составляющей. Коэффициент железистости гранитоидов близок к железистости пород известково-щелочного ряда, при этом значения апгаитности выше железистости и с увеличением кремнекислотности значения их выравниваются. Эта особенность отмечается и для средне-основных пород комплекса, что свидетельствует об их генетическом родстве.

Геохимической специализации пород не выявлено, отмечается присутствие Сг в породах нижней части Яковинского массива до 0,15 %. Гранитоиды эндоконтактовых порфировых фаций поздних фаз характеризуются повышенным относительно кларка содержанием W (в 10 раз), Мо (в 5 раз); низкими содержаниями Sn, Ag, Co, P. Хорошими корреляционными связями обладают элементы: Mn–Ti–V–Zn [389].

С комплексом парагенетически связано золотое и сурьмяное оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации. По структурно-формационным признакам комплекс относится к габбро-гранодиорит-гранитовой формации.

Раннемеловой возраст комплекса устанавливается активными контактами с фаунистически и флористически охарактеризованными отложениями средней и верхней юры–нижнего мела [389, 485, 656]. Определения абсолютного возраста К–Аг методом Аргунского и Полосатинского массивов составляют 135–110 млн лет [485, 611], Тымагерского штока – 122 млн лет [24]. Породы Яковинского массива кореллируются с расслоенными габбро и ультрабазитами Колушагинского массива, распространенного на листе N-50, который имеет возраст $186,5 \pm 1,9$ млн лет (Pb–U изотопный метод, лаборатория ВСЕГЕИ).

Хорьковский комплекс субщелочных гранитов включает субщелочные граниты и граниты нормального ряда, дайки субщелочных гранит-порфиров и гранит-порфиров нормального ряда (ϵ_{YK_1h}) [132]. Образования комплекса распространены в нижнем течении р. Омутная, где слагают три небольших изометричных в плане тела общей площадью до 10 км² и рои разноориентированных даек. Выходы тел гранитоидов представляют собой, по-видимому, выступы единого слабоэродированного интрузива – Хорькового массива. В гравиметрическом поле выходу массива отвечает отрицательная аномалия интенсивностью до 7 мГал, свидетельствующая о его пологом погружении на глубину в юго-западном направлении в виде пластины мощностью до 1 км. В верховьях р. Игнашиха локальной гравитационной аномалией фиксируется подводящий канал размером 6 × 7 км. Таким образом, объемная форма интрузии приближается к гарполиту.

В структурном плане выходы Хорькового массива приурочены к пересечению зоны разломов северо-западного простирания с разломом северо-восточного–субширотного простирания, являющимся структурным швом между областями распространения среднепалеозойских и юрских образований. Контакты с вмещающими осадочными породами девонской ольдойской и юрских сковородинской и ошурковской свит отчетливо интрузивные. На контакте с массивом вмещающие породы ороговикованы в зонах шириной до 2 км. Роговики представляют собой плотные породы темно-серого цвета с чешуйками слюд и кристаллами андалузита размером до 1 см. В них также наблюдаются кварц, турмалин, эпидот, циркон. Структура роговикова.

Породы массива имеют гипабиссальный облик. Наиболее крупный выступ Хорькового массива в центральной части сложен средне- и крупнозернистыми гранитоидами, которые в эндоконтактах и апикальных частях постепенно сменяются мелкозернистыми разностями с четко выражен-

ной порфиroidностью. Дайки-сателлиты наиболее распространены в на-дапикальных экзоконтактах массива и приурочены в основном к ослаблен-ным зонам разрывных нарушений. Они образуют простые тела, вытянутые в северо-западном, реже северо-восточном направлениях, с параллельными круто падающими ($50-70^\circ$) к юго-востоку, реже северо-западу контактами. В местах сочленения разрывных структур различного простирания иногда образуются кресто- и коленообразные тела со сложной формой контактов. Протяженность даек до 2 км, мощность до 0,2 км. Жильные образования (аплиты и пегматиты) распространены ограниченно в эндо- и экзоконтактах массива.

На аэромагнитных картах выходам Хорьковского массива отвечают слабодифференцированные знакопеременные поля ΔT интенсивностью от -100 до $+1200$ нТл, МЭД гамма-излучения $10-12$ мкР/ч, концентрации U, Th и K соответственно 2,5 г/т, 5 г/т и 1,5 %. Плотность $2,56$ г/см³ при $\delta = 0,02$ г/см³, магнитная восприимчивость $340-961 \times 10^{-5}$ ед. СИ.

Гранитоиды – темно-серые средне-, крупно- и мелкозернистые породы с порфиroidными выделениями таблитчатых кристаллов (5–15 %) калишпата (до 1,5 см), плагиоклаза (до 1 см) и состоящие из плагиоклаза, калишпата, часто с микроклиновой решеткой и вростками альбитов замещения, кварца, биотита и иногда роговой обманки. Акцессорные минералы – сфен, апатит, ортит, монацит, рудный минерал. Структура пород порфиroidная гипидиоморфнозернистая.

Гранит-порфиры, умереннощелочные гранит-порфиры и лейкогранит-порфиры – светло-серые с ясно выраженной порфиroidной структурой породы. Вкрапленники представлены калишпатам, плагиоклазом, кварцем, реже биотитом. Размер их до 3 см. Основная масса слабо раскристаллизована и состоит из кварца, калишпата, плагиоклаза, биотита. Структура ее микрогранитовая, микропегматитовая, микропойкилитовая.

Аплиты – мелкозернистые светло-серые породы, состоящие из кварца и полевых шпатов, редко наблюдаются чешуйки мусковита. Структура аплитовая.

Породы Хорьковского массива в эндоконтактах слабо грейзенизированы, альбитизированы и пропилитизированы. К краевым и апикальным участкам массива приурочены кварцевые жилы с вольфрамовой минерализацией.

По петрохимическим характеристикам породы хорьковского комплекса относятся к умереннощелочным, реже с нормальной щелочностью породам. Они характеризуются как натриевой, так и калиевой специализацией щелочей. На диаграмме Л. С. Бородина гранитоиды тяготеют к орогенному тренду, разделяющему поля умереннощелочных и известково-щелочных пород. Гранитоиды являются преимущественно слабоокисленными, умеренноглиноземистыми, умереннокалиевыми породами и относятся к I-типу ильменитовой серии, приближаясь по глиноземистости к гранитам S-типа. По этим характеристикам образования Хорьковского массива отличаются от близких по возрасту и составу гранитоидов Магдагачинского, Тымагерского и Хайктинского плутонов, которые относятся к магнетитовой серии и кристаллизуются в более окислительных условиях, что и послужило основанием для выделения самостоятельного хорьковского комп-

лекса субщелочных гранитов. Петрохимические особенности гранитоидов хорькового комплекса указывают на их принадлежность к позднеорогенным образованиям, формирующимся на заключительных этапах субдукционного процесса при становлении окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов.

Возраст интрузий хорькового комплекса основывается на факте прорывания ими среднеюрских отложений и на результатах определений абсолютного возраста Rb-Sr и K-Ar методами. Rb-Sr изохрона для гранитов и гранит-порфиров составляет 126 ± 1 млн лет, при $Sr_0 = 0,7091 \pm 0,0003$ и СКВО = 1,9. K-Ar возраст биотита составляет 129 ± 7 млн лет, калишпата 125 ± 4 млн лет, плагиоклаза 116 ± 5 млн лет, что хорошо согласуется с данными Rb-Sr метода и позволяет считать их достоверными. По шкале геологического времени возраст интрузий хорькового комплекса соответствует раннему мелу на уровне баррема.

Токско-сиваканский комплекс гранодиоритов—субщелочных гранитов.

Первая фаза — кварцевые монцониты, монцониты (quK_1ts_1), диориты (δ), кварцевые диориты ($q\delta$); **вторая фаза** — гранодиориты ($\gamma\delta K_1ts_2$), кварцевые сиениты ($q\xi$); **третья фаза** — субщелочные граниты, субщелочные гранит-порфиры ($\epsilon\gamma K_1ts_3$), субщелочные лейкогранит-порфиры, субщелочные лейкограниты ($\epsilon\gamma$). Впервые выделен в легенде Становой серии листов [539]. Породы комплекса слагают тела неправильной формы площадью до нескольких квадратных километров, но чаще штоки и дайки, приуроченные к тектоническим нарушениям северо-восточного простирания. Интрузии, как правило, монопородные.

Породы повышенной щелочности (5–9 %) с натриевым уклоном. С увеличением калиевой составляющей и кислотности щелочность увеличивается, а содержание CaO и TiO_2 понижается. Для пород характерно надкларковое содержание молибдена, свинца, бария и ванадия и пониженные — меди и кобальта. По основным петрохимическим и металлогеническим особенностям комплекс сходен с вулканитами бомнакской свиты [539]. По типу щелочности они относятся к породам известково-щелочной серии, тихоокеанскому типу.

С комплексом парагенетически связано золотое, серебряное и свинцовое оруденение золото-сульфидно-кварцевой и, предположительно серебро-полиметаллической формаций. По структурно-формационным признакам комплекс относится к габбро-гранодиорит-гранитовой формации.

Возраст интрузий определяется тем, что они прорывают с активным контактом средне-позднеюрские гранитоиды тындинско-бакаранского и вулканиты нижнемеловой бомнакской свиты. Определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом образований первой и второй фаз дают разброс от 96 до 137 млн лет, а для лейкократовых разновидностей — $74; 85 \pm 6,5$ млн лет. Предполагается, что удревнение возраста связано с ассимиляцией докембрийского фундамента при внедрении интрузий. Наиболее вероятен возраст 126–110 млн лет (максимальное число определений дали этот период).

Джелиндаканский комплекс монцодиоритовый. **Первая фаза** — диориты (δK_1d_1), габбродиориты ($v\delta$); **вторая фаза** — кварцевые монцо-

нит-порфиры ($\alpha\mu K_1 d_2$), гранодиорит-порфиры ($\gamma\delta\pi$); **третья фаза** — граносиенит-порфиры ($\gamma\xi\pi K_1 d_3$), гранит-порфиры ($\gamma\pi$). Впервые джелиндаканский комплекс выделен при составлении геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 (лист N-50, (51) — Сковородино). Эти интрузии ранее относились к различным комплексам — удско-зейскому, ираканскому, чильчинскому, а иногда сразу к нескольким [135, 644 и др.]. В его состав включены образования, ранее рассматривавшиеся как одна из групп «рудоносных» штоков гранитоидов [442], развитых в бассейнах рек Ниж., Сред. и Верх. Ларба, а также в верховьях рек Могот и Мал. Гилуй. Джелиндаканские интрузивные тела контролируются тектоническими нарушениями северо-восточного простирания. Крупные тела сложены породами двух или трех фаз, более мелкие изолированные тела имеют, как правило, монопородный состав.

Гранитоиды характеризуются повышенной щелочностью: в составе первой и второй фаз преобладают образования с натриевой составляющей, в кислых породах третьей фазы стабильно повышено содержание K_2O . Минералогической особенностью является ассоциация основного плагиоклаза и калиевого полевого шпата, присутствие пироксена в умереннокислых разновидностях, широкое развитие биотита даже в основных породах.

Для пород джелиндаканского комплекса характерно надкларковое содержание Ti, Mo, Zn, Y, Zr, Ag и пониженные значения Cr, Ni, Co, Pb. На картах изоконцентраций тория, урана, калия эти образования отличаются локальными аномалиями; в магнитном поле выражаются положительным дифференцированным полем.

Комплекс относится к габбродиорит-монцит-сиенитовой формации. С ним установлена связь рудопоявлений золота золотосульфидно-кварцевой, молибдена — кварц-молибденитовой формаций.

Нижняя граница возраста джелиндаканского комплекса устанавливается по прорыванию ими раннемеловых эффузивов сэгангринского и юктинского комплексов. Результаты определения возраста гранитоидов K-Ar методом изменяются в широких пределах — от 105 ± 5 до 146 ± 6 млн лет (15 определений). Не исключено, что часть из них сделана для пород, слагающих малые тела или дайки тындинско-бакаранского комплекса.

РАННИЙ–ПОЗДНИЙ МЕЛ

Олекмо-становой дайковый комплекс — лампрофиры, гранодиорит-порфиры, диорит-порфириты, гранит-порфиры, риолиты, андезиты, субщелочные гранит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры ($\chi K_{1-2} os$). В пределах рассматриваемого листа широкое распространение получили дайки различного состава, образующие, нередко, поля с плотностью от 2–3 даек на 1 км^2 до 50–70, иногда до 90 % от площади. В 1960-х годах [80, 81, 82, 84, 99, 135 и др.] были предложены различные схемы расчленения этих образований и их сопоставления с интрузивными или вулканическими комплексами. Было установлено, что основная часть даек не может быть включена в состав каких-либо комплексов с достаточной достоверностью. В. И. Сухов [616] выделил дайковые пояса и

составляющие их дайковые зоны на территории хр. Становой. В 1980–1990-х годах самостоятельные дайковые комплексы были выделены при проведении работ масштаба 1 : 50 000, тематических работах, а также при проведении ГДП-200 (второе издание) [41, 407, 408, 645].

Для даек характерно преимущественно северо-восточное простирание, вкрест простиранию интрузий тындинско-бакаранского и ираканского комплексов, образования которых они обычно прорывают. Протяженность даек от первых метров до 10 км и более. Преобладают дайки протяженностью первые десятки–сотни метров. Мощность от 1 м и более до первых сотен метров. Положение во вмещающих породах от пологого до вертикального, наиболее характерные углы падения 50–85°. Дайки локализуются не только среди ослабленных шовных зон различного типа, но и среди интрузивных массивов и стратифицированных отложений как терригенного, так и вулканогенного составов. Они прорывают все докайнозойские образования региона. Состав их весьма разнообразен, но преобладают породы кислого, среднего составов, широко представлено семейство лампрофиринов. Среди лампрофиринов выделяются породы нормального (керсантиты), субщелочного (спессартиты) и щелочного (камптониты) рядов, а также другие разновидности.

Можно сделать предположение о генетической связи дайковых поясов с ранне-поздне меловыми интрузивными и вулканогенными комплексами, которые, как и дайковые поля, приурочены к северо-восточным зонам нарушения и представлены большим разнообразием пород.

По данным Е. П. Гурова и Ф. И. Котловской [83], возраст даек соответствует интервалу от 120 ± 15 до 110 ± 10 млн лет (К-Аг метод) – фактически всему раннемеловому этапу. Но в последующие годы были получены новые радиологические данные, согласно которым их становление не завершилось в раннем мелу, а продолжалось до начала позднего мела, что вполне объяснимо с точки зрения геодинамического развития региона [157, 270].

МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Разновозрастные процессы метаморфических преобразований пород территории проявлены широко и разнообразно. Среди них выделяются: региональный прогрессивный метаморфизм и диафторез докембрийских пород гранулитовой, амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций; раннеархейский и позднеархейский ультраметаморфизм; дислокационный метаморфизм зон региональных разломов; контактовый метаморфизм и метасоматоз, связанный с гранитообразованием докембрия и фанерозоя.

Раннеархейский региональный прогрессивный метаморфизм гранулитовой фации и ультраметаморфизм

Прогрессивный метаморфизм гранулитовой фации. Породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, относятся к дамбукинской, тагракской, курульгинской, зверевской и ларбинской сериям и могочинскому метаморфическому комплексу раннего алдания. Описание серий дано в гл. «Стратиграфия». Ниже для них приводятся только данные, обосновывающие условия метаморфизма. Могочинский комплекс характеризуется в полном объеме.

Парагенетические ассоциации минералов в разных раннеалданских сериях мало отличаются друг от друга [131, 172–175]. Для территории листа наиболее изучены парагенезисы ларбинской и зверевской серий. Для выходов метаморфитов курульгинской и тагракской серий в пределах рассматриваемой территории сведения неполные — эти подразделения детально исследованы в стратотипической местности, расположенной к северу, на территории листов О-50, 51 в непосредственной близости от границ листа N-51 [70]. Здесь устанавливается зональность прогрессивного типа с переходом от гнейсов амфиболитовой фации к алданским гранулитам. При этом температура меняется от 650–700 до 800–850 °С, а давление от 5 до 6,5 кбар, что соответствует низкобарической андалузит-силлиманитовой серии. Эта зональность накладывается и на тоналитовые гнейсы фундамента, возраст протолита которых по циркону самой ранней генерации более 3,5 млрд лет, и на архейские супракрустальные породы становия. В последние годы появляется все больше данных в пользу раннепротерозойского возраста части алданских гранулитов.

Параметры метаморфизма пород курульгинской серии оценены достаточно надежно: $T = 750\text{--}850\text{ }^{\circ}\text{C}$ и P — около 6–7 кбар. Возраст самой ранней генерации циркона мигматитов курульгинской серии оказался древнее 3,5 млрд лет, а второй генерации — около 3,3 млрд лет.

В породах дамбукинской серии на территории листа первичные парагенезисы крайне редки. Серия представлена в основном полными диафторитами и интенсивно диафторированными породами. Условия прогрессивного метаморфизма для нее детально изучены в стратотипической местности на смежном с востока листе N-52 с массовыми определениями составов сосуществующих минералов электронно-зондовым микроанализом и последующей интерпретацией результатов [538]. T - P параметры, определенные различными методами по парагенезисам метапелитов: $T = 675\text{--}830\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 6,5\text{--}9$ кбар, для метабазитов — $T = 720\text{--}900\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 7,55\text{--}10$ кбар, позволяют отнести гранулиты дамбукинской серии к сутамской фации глубинности.

Проявление гранулитового метаморфизма в породах зверевской и ларбинской серий, по мнению некоторых исследователей, было, по крайней мере, двукратным [18–21, 93, 176, 207, 268]. Наиболее отчетливые петрогенетические особенности имеет второй гранулитовый метаморфизм [174]. Среди многообразия его парагенезисов критическим для метапелитов является: гранат–кордиерит–силлиманит–биотит–ортоклаз–плагиоклаз–кварц, где магнезиальность граната достигает 45 %, а кордиерита — 78 %. Для основных пород наиболее информативен парагенезис: гранат–ортопироксен–клинопироксен–амфибол–плагиоклаз–кварц, где магнезиальность минералов колеблется в широких пределах — в гранатах: 25–45 %, при высоком кальций-магниевом отношении (0,2); в клинопироксенах — 65–75 %. Оценки T - P параметров различными методами по парагенезисам метапелитов дают значения $T = 800\text{--}830\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 8,5\text{--}9$ кбар. Для метабазитов при использовании гранат-амфиболовых геотермометров получены значения $T = 820\text{--}900\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 9,5\text{--}10$ кбар для ларбинской серии и $T = 780\text{--}810\text{ }^{\circ}\text{C}$ и 8,5–9 кбар — для зверевской. Эти параметры позволяют отнести гранулиты второго цикла к сутамской фации глубинности — верхней по давлению границе гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации метапелитов. Вариации параметров могут быть связаны с метаморфической зональностью или отражать регрессивный этап минералообразования как в процессе второго цикла развития, так и при наложении его на гранулиты первого цикла.

Режим первого гранулитового метаморфизма оценивается приблизительно. Использование дупироксенового термометра дало $T = 870\text{ }^{\circ}\text{C}$ для ларбинской серии и $T = 850\text{ }^{\circ}\text{C}$ — для зверевской. Отсутствие здесь гранатсодержащих парагенезисов на ранних этапах и появление их при наложенных процессах указывают, что ранние гранулитовые преобразования протекали либо при более высоких температурах, либо при меньших величинах давления. Более точные расчетные значения по первичным углекислотным включениям в кварце ларбинских гранулитов дают $T = 980\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 9,1\text{--}6,7$ кбар. Таким образом, ранние этапы минералообразования характеризовались высокими $T = 900\text{--}980\text{ }^{\circ}\text{C}$, пониженными $P =$ менее 9 кбар, что соответствует относительно высокому геотермическому градиенту. Следовательно, ранние и поздние гранулиты относятся к разным субфациям.

В зонах Урюмо-Инарогдинского и Хорогочинского разломов наблюдается эколгитизация кристаллических сланцев основного и ультраосновного составов, а также габброидов со сменой парагенезисов: плагиоклаз + ортопироксен = гранат + клинопироксен. Такая реакция обычна для наиболее глубоких пород гранулитовой фации и характеризует условия их образования как переходные к фации эколгитоподобных пород [116]. В эколгитоподобных породах пуриканской свиты установлен парагенезис клинопироксен–амфибол–плагиоклаз–(ортопироксен)–(шпинель) иногда с необычным сиреневато-розовым четко плеохроирующим клинопироксеном с повышенным содержанием титана. Железистость клинопироксена 25,6, ассоциирующего с ним граната – 53 (с содержанием пироба 39,5 %, а гроссуляра – 15,7 %).

Могочинский комплекс метаморфический (mAR^1_m) распространен в южной части Западно-Становой СБ. В качестве крупного стратиграфического подразделения в составе пяти свит был выделен и изучен В. И. Шульдинером и А. Ф. Озерским. Впоследствии, ввиду отсутствия доказательств стратиграфической природы, комплекс переведен в разряд метаморфических, разделенных на крупномасштабных картах по вещественно-минералогическому принципу на подкомплексы (на данной карте они не выделены из-за малых размеров площадей выходов). Комплекс представлен кристаллическими сланцами, плагиогнейсами основного, нормального (умереннокислого), высокоглиноземистого и глиноземистого составов, амфиболитами, кварцитами, карбонатно-диопсидовыми и диопсид-плагиоклазовыми blastолитами. Породы слагают пластообразные пестрые по составу тела за счет частой перемежаемости многих разновидностей (метры–десятки сантиметров или первые сантиметры). Монопородные тела мощностью сотни метров–десятки метров редки. Нижняя часть комплекса мощностью 500–1000 м характеризуется резким преобладанием амфибол-плагиоклазовых кристаллосланцев и двупироксеновых амфиболитов, образующих пластообразные тела мощностью 50–400 м. Среди них постоянно маломощные (1–2 м) горизонты и линзы лейкократовых гнейсов, присутствуют редкие прослои высокоглиноземистых пород, кварцитов и диопсидовых blastолитов. В средней части разреза комплекса мощностью 1500–2000 м превалируют биотитовые тонкополосчатые и грубополосчатые гнейсы, постоянно содержащие тонкие (первые сантиметры) и средние (первые метры, редко первые десятки метров) горизонты и линзы амфиболитов. Периодически, но редко, среди гнейсов встречаются горизонты (первые метры–десятки метров) кальцифиров, высокоглиноземистых сланцев, кварцитов. Верхняя часть разреза мощностью до 1000 м представлена высокоглиноземистыми сланцами и гнейсами, содержащими обычно линзы и пласты кварцитов, часто переслаивающихся с гнейсами и сланцами. Мощность отдельных горизонтов от 0,2 до 1,5 м. Менее характерны прослои амфиболитов, диопсид-плагиоклазовых blastолитов, роговообманково-плагиоклазовых сланцев, гнейсов и кварцито-гнейсов. По простиранию разрез комплекса неустойчив, что выражено в значительном колебании соотношения различных петрографических разновидностей, невыдержанности пластов по латерали. Локально развиты железистые кварциты. Мощность всего изученного раннеархейского разреза оценить

невозможно по многим причинам (разобшенность выходов, наличие сложной многостадийной разнопорядковой складчатости, развитие наложенной сланцеватости, сильная гранитизация, полная перестройка внутренней структуры выходов и т. д.). Породы комплекса изофациально метаморфизованы с базитами и ультрабазитами раннеархейского хорогочинского комплекса и мигматизированы раннеархейскими гранитоидами, на основании чего их возраст принимается раннеархейским.

Породы комплекса характеризуются следующими первичными минеральными парагенезисами гранулитовой фации метаморфизма: амфиболиты и сланцы основного состава – плагиоклаз № 60–65 ± гиперстен ± клинопироксен ± коричневая роговая обманка ± гранат + аксессуарные – магнетит, апатит, циркон, рутил; плагиогнейсы и гнейсы – плагиоклаз № 35–50 ± кварц ± калишпат ± гиперстен ± клинопироксен ± гранат ± биотит ± аксессуарные – рутил, циркон; кальцифиры – кальцит ± диопсид ± флогопит ± ± форстерит ± плагиоклаз ± кварц; высокоглиноземистые породы и кварциты – плагиоклаз № 35–48 ± гранат ± силлиманит ± кордиерит ± биотит ± ± кварц ± калишпат + аксессуарные – рудный ± апатит ± циркон ± рутил ± ± графит. Перечисленные выше минеральные ассоциации сохраняются редко из-за наложенного диафтореза.

Петрохимические свойства изучены только для сланцев основного состава и амфиболитов. Все они ложатся в поле нормальных магматических пород основного состава.

Ультраметаморфизм. Процессам ультраметаморфизма подвержены все породы гранулитовой фации. В результате образуются мигматиты, преимущественно послойные, состав которых зависит от состава субстрата: в кристаллических сланцах и гнейсах основного и среднего составов сначала формируются эндербиты, сменяющиеся чарнокитами, в породах кислого состава – сразу чарнокиты. На ранней стадии формирования эндербитов происходит обособление более лейкократовых крупнозернистых агрегатов более кислого плагиоклаза № 30 и кварца, где еще устойчив гиперстен [59]. В остаточной, более меланократовой массе развивается парагенезис клинопироксен–коричневый амфибол–плагиоклаз–кварц. По мере проявления этого процесса гиперстен лейкократовых слоев постепенно уступает место клинопироксену. В меланократовых же слоях амфибол окончательно вытесняет пироксены. Минералообразование сопровождается образованием метаморфической полосчатости. Она усиливается на следующей стадии, связанной с появлением ортоклаза, который развивается избирательно. Он приурочен преимущественно к гиперстен–плагиоклазовым слоям, где возникают чарнокитоиды с парагенезисом ортопироксен–ортоклаз–плагиоклаз–кварц–биотит. На следующем этапе полосчатость деформирована в асимметричные, близкие к лежащим складки. Деформации этого этапа идут одновременно с развитием буро-зеленых роговых обманок. Директивная полого ориентированная полосчатость подчеркивается полосами амфиболовых и биотит–амфиболовых гранито-гнейсов, где буро-зеленый амфибол и ортоклаз образуют устойчивую ассоциацию. После очередного рассланцевания пород, использующего более ранние структурные направления, полосчатость сечется жилами перемещенных чарнокитов, эндербитов, плагиоклазитов. Они занимают ту же структурную позицию, что и более поздние амфиболовые и биотитовые граниты.

При формировании чарнокитоидов по породам кислого состава выделяются следующие стадии минералообразования. Сначала кристаллизуется равномернозернистый агрегат гранат—биотит—плаггиоклаз—кварц—калиевый полевой шпат, дающий постепенные переходы к исходным гнейсам. Далее в отдельных зонах гранат и плаггиоклаз укрупняются, а биотит исчезает. Вокруг граната развиваются каймы кордиерита. Полосы такого состава чередуются с сегрегациями новообразованного биотита и силлиманита. Эти минералы замещаются новообразованным кварцем, развитие которого сопровождается появлением наиболее крупных граната и плаггиоклаза. Совместно с калишпатом и реакционно развивающимся кварцем они слагают полосы третьей генерации. На поздних стадиях формирования эти породы приобретают пластические свойства и способность к перемещению — формируются породы древнеалданского, дамбукино-ларбинского и верхнемоклинского комплексов.

Раннеархейский региональный метаморфизм амфиболитовой фации и ультраметаморфизм

Раннеархейский прогрессивный региональный метаморфизм амфиболитовой стадии характерен для пород становой, тунгирской и усть-гилнойской серий, чильчинской и джигдалинской свит.

В стратифицируемых кристаллических сланцах и гнейсах, в зависимости от состава протолита, устанавливаются разные минеральные парагенезисы.

В составе образовавшихся при метаморфизме предположительно терригенных пород гнейсов и кристаллических сланцев наблюдаются различные сочетания плаггиоклаза и кварца с биотитом, эпидотом, гранатом и роговой обманкой. Во всех ассоциациях иногда присутствует небольшое количество калиевого полевого шпата, представленного низким равновесным ортоклазом. Обычен наложенный микроклин, кристаллизация которого связана с процессами более позднего гранитообразования. Плаггиоклаз во всех ассоциациях отвечает олигоклазу—андезину (№ 20—35). Гранат характеризуется повышенным содержанием гроссуляра. Состав эпидота изменив, его железистость варьирует от 4 до 26 %. Центрами кристаллизации эпидота часто служили зерна ортита. Парагенетически равновесен с остальными минералами эпидот средней железистости и предельно железистый цоизит. Роговая обманка имеет заметный голубой оттенок, обусловленный повышенными содержаниями глинозема. Для гнейсов, протолитом которых являются пелиты, обычны парагенезисы белых слюд с гранатом, кварцем, цоизитом, глиноземистой роговой обманкой, кислым плаггиоклазом и ортоклазом. Иногда отмечается кианит, ставролит, кордиерит и фуксит. По сравнению с чистым мусковитом, белые слюды значительно обогащены титаном, магнием, кремнеземом и трехвалентным железом при преобладании его над двухвалентным, что может служить признаком высокотемпературных условий образования.

В кристаллических сланцах и гнейсах, образовавшихся предположительно по эффузивам основного и среднего составов, характерны минераль-

ные ассоциации: плагиоклаз—роговая обманка; плагиоклаз—роговая обманка—эпидот; плагиоклаз—роговая обманка—гранат. Во всех этих ассоциациях почти постоянно наблюдаются в переменных количествах сфен, рутил, ильменит, нередко кварц и биотит. В амфиболовых породах иногда отмечаются ассоциации плагиоклаза и роговой обманки с моноклинным пироксеном типа салита. Рутил и ильменит встречаются в виде самостоятельных зерен и их агрегатов. Вокруг рутила и магнетита обычны каймы сфена, которые принято объяснять регрессивным метаморфизмом.

За счет метаморфизма карбонатных пород возникли мраморы и кальцифиры. В наиболее раннюю стадию, связанную с региональным метаморфизмом, образовались чистые кальцитовые и кальцит-доломитовые мраморы. За счет имевшихся в карбонатных отложениях примесей кремнезема, глинозема, железа и щелочей происходило образование оливина (форстерита), тремолита, флогопита. При ультраметаморфизме карбонатных пород, сопровождавшемся привнесением кремния, железа, алюминия и магния, в процессе замещения кальцита и доломита образовались диопсид, роговая обманка, плагиоклаз, кварц — минералы, наиболее свойственные кальцифирам.

По данным М. А. Мишкина и О. В. Авченко [165], температура метаморфизма становой серии и джигдалинской свиты составляла 526–675 °С, давление 7 кбар, парциальное давление воды 5,4 кбар при высокой окисленности метаморфизующего флюида. Нижний предел температуры метаморфизма занижен за счет включения авторами в состав становия пород со ставролитовыми парагенезисами, которые сейчас относятся к более молодым образованиям. Таким образом, температура метаморфизма пород становия не опускалась ниже 600 °С, а была, как правило, выше.

Парагенетические ассоциации биотит—гранат—фибrolит—калиевый полевой шпат—плагиоклаз—кварц в метапелитах усть-гиллюйской серии указывают на метаморфизм пород в условиях высокотемпературной субфации амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Температура метаморфизма по гранат-биотитовой паре 610–650 °С.

В условиях фации альмандиновых амфиболитов зонально метаморфизована чильчинская свита. По Т—Р параметрам выделяются гранат-биотит-мусковитовая или жедрит-кианит-гранатовая, кианит-биотит-гранат-ортоклазовая и силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовая субфации [123, 176, 207].

В условиях гранат-биотит-мусковитовой или жедрит-кианит-гранатовой субфации при $T = 580\text{--}590$ °С и $P = 6,5$ кбар метаморфизованы породы междуречья Нюкжи и Мал. Эльгакана. В метапелитах здесь присутствует минеральная ассоциация гранат—кианит—биотит ± мусковит ± турмалин + кварц + плагиоклаз. Появляется первый реакционный кордиерит. Для плагиоклаза характерна обратная зональность от № 23 до № 36. В бедных калием породах наиболее распространен парагенезис жедрит + кианит + биотит + кордиерит ± кварц, иногда присутствует гранат. Характерна кордиеритизация: симплектитовые каймы кордиерита со шпинелью вокруг кианита, жедрита, граната, в которых часто еще присутствует ставролит. Иногда они образуются вокруг ставролита. Железистость кордиерита 19,4, жедрита — от 45,3 до 48,5. Содержание пироповой составляющей в гранате — 36 %, глиноземистость биотитов — 4,76

и 15,84. Для граната и жедрита отмечается зональность. В бедных калием высокожелезистых породах в минеральной ассоциации куммингтонит + гранат + магнетит + кварц роговая обманка ± плагиоклаз железистость грюнерита 74, граната — 89–94, роговой обманки (в бескуммингтонитовых парагенезисах) — 53 %. В известковистых породах парагенетическую ассоциацию образуют диопсид, тремолит, кварц и основной плагиоклаз (№ 61–66).

В кианит-биотит-гранат-ортоклазовой (фашия биотит-мусковитовых гнейсов) и силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой субфашиях метаморфизованы породы в бассейне р. Нью-жа, в приустьевых частях рек Мал. Эльгакан и Сред. Ларба.

В метапелитах встречены парагенезисы гранат + кианит + биотит + кордиерит + ортоклаз. В плагиоклазе наблюдается обратная зональность от № 30 до № 40. В небольших количествах появляется силлиманит, замещающий кианит. Иногда присутствует турмалин, а в реакционных каймах с кордиеритом находится шпинель. Температура по гранат-биотитовому геотермометру 680–690 °С, давление по гранат-кордиеритовому барометру около 6,8 кбар.

Наиболее проявлена силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовая субфашия. В бедных калием породах устойчив парагенезис (феррогиперстена с кварцем, без ортоклаза). Для бедных кальцием пород характерны минеральные парагенезисы силлиманит + биотит ± гранат + кордиерит ± кианит ± плагиоклаз + кварц ± ортоклаз ± шпинель. Железистость биотита 62,9, кордиерита — 42,93 %, титанистость биотита — 3 %. В бедных калием, но богатых кальцием породах устойчив парагенезис феррогиперстен ± гранат + кварц + куммингтонит. В бедных калием и кальцием породах феррогиперстен + гранат + кордиерит + биотит + кварц (без ортоклаза). Железистость биотита 47, кордиерита — 29,7, граната — 72 %. Температура их образования по гранат-биотитовому геотермометру 700 °С, по гранат-гиперстеновому термометру — 715 °С, давление по гранат-кордиеритовому барометру около 6,8 кбар.

Ультраметаморфизм. Процессы ультраметаморфизма, сменяющие по времени метаморфизм высокотемпературной амфиболитовой фашии, проявлены интенсивно и широко. С ними связано формирование разнообразных автохтонных, параавтохтонных и аллохтонных гранитоидов, объединенных в древнестановой и амазарский комплексы. Детальными исследованиями установлено семь стадий ультраметаморфизма, разделенных внедрением даек пород основного, среднего и кислого составов, складчатými и разрывными деформациями трех главных этапов формирования аллохтонных масс гранитоидов. Обоснованию этой последовательности посвящена специальная работа [60]. На ранних стадиях в кристаллических сланцах появляются тонкие жилки кварц-полевошпатового состава или бесформенные участки, пластообразные тела, согласные с первичной полосчатостью. Иногда они располагаются по кристаллизационной сланцеватости, параллельной осевым поверхностям самых ранних складок. На эти гранитоиды наложены послонные мигматиты, лейкосома которых представлена амфибол-калишпатовыми гранитоидами. В гнейсах протекает аналогичный процесс, но темноцветные минералы представлены обычно

биотитом. По мере развития процесса формируются мелкие интрузии биотитовых гранитов и жилы двуполевошпатовых и калиевых гранитов и пегматитов. Все эти породы рассланцованы, бластомилонитизированы и секутся дайками пород основного состава. Породы даек на следующем, втором, этапе метаморфизованы и мигматизированы. На втором этапе ранний гранат-амфибол-плаггиоклазовый парагенезис при гранитизации замещается ассоциацией гранат-биотит-плаггиоклаз-кварц. Одновременно появляются теньевые мигматиты и амфибол-плаггиогранитные жилы, сопровождаемые перекристаллизацией амфибола в субстрате. Процесс доходит до появления послойных мигматитобразующих гранатовых плаггиоаплитов. Они секутся жилами, где преобладают биотитовые, амфибол-биотитовые гранодиориты, граниты, микроклиновые граниты и пегматиты. На завершающем этапе явления гранитообразования имеют отчетливую калиевую специализацию. Они начинаются с послойных мигматитов лейкократовых двуполевошпатовых гранитов. За ними следует интенсивный калиевый метасоматоз с перекристаллизацией пород субстрата и развитием порфиробластических мигматитов диорит-сиенитового состава. Гранитообразование завершается становлением массивов перемещенных порфировидных гранитов.

Позднеархейский прогрессивный региональный метаморфизм амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций и ультраметаморфизм

В условиях эпидот-амфиболитовой и, частично, амфиболитовой фаций зонально прогрессивно метаморфизованы породы odolгинской и гонжинской серий, талгинской, чимчанской свит и верхнеларбинской толщи. В эпидот-амфиболитовой фации установлены ставролит-хлоритовая и кианит-биотит-ставролитовая субфации.

В условиях ставролит-хлоритовой (ставролит-хлорит-мусковитовой) субфации метаморфизованы породы odolгинской серии. Хлорит отмечается в реликтах — область устойчивости его здесь заканчивается. Железистость граната 82–84, ставролита — 79,4, биотита — 46,5 % [123]. Температура метаморфизма по гранат-биотитовому и гранат-ставролитовому геотермометрам 560 °С, давление по парагенезису ставролит-хлорит-мусковит-биотит-кианит-кварц около 4 кбар.

В условиях кианит-биотит-ставролитовой (ставролит-биотит-кианит-мусковитовой) субфации метаморфизованы породы odolгинской и гонжинской серий, талгинской, чимчанской свит и верхнеларбинской толщи. Устойчивый парагенезис ставролит₇₉ + кианит, ставролит₇₉ + гранат₈₃, ставролит₇₉ + биотит_{46–54} в слюдяных сланцах, обогащенных углисто-графитистым веществом, отвечают параметрам низкотемпературной ступени метаморфизма субфации: T = 500–570 °С и P = 4,7–5,0 кбар. В высокотемпературной ступени в метапелитах устойчивость ставролита снижается, а граната возрастает (ставролит нередко образует реликты в гранате). Железистость ставролита здесь уменьшается до 71 %, а граната остается на прежнем уровне. В богатых кальцием породах гранаты и роговые обманки высококальциевые: в гранатах гроссуляровая составляющая

достигает 38–41,1 %, роговая обманка близка по составу к голубовато-зеленым чермакитам эпидот-амфиболитовой фации. В наиболее распространенных гнейсах серий и свит устойчивы парагенезисы роговая обманка + биотит ± эпидот ± клиноцоизит + плагиоклаз + кварц ± калиевый полевой шпат, роговая обманка + клиноцоизит + плагиоклаз + кварц. В плагиоклазе наблюдается обратная зональность от № 30 до № 43. Роговая обманка густо-сине-зеленая высокожелезистая ($F = 60,1$), по составу относится к голубовато-зеленым чермакитам эпидот-амфиболитовой фации. Биотит низкотитанистый (2,7 %), высокожелезистый ($F = 54,9$), низкофтористый (0,25 %). Температура образования пород этой субфации по различным геотермометрам следующая: по роговообманково-гранатовому и роговообманково-плагиоклазовому 580–590 °С, биотит-роговообманковому – 590 °С, гранат-гиперстеновому – 715 °С.

Ультраметаморфизм. Процессы ультраметаморфизма, завершившие региональный метаморфизм этого возраста, проявлены локально. С ними связано формирование гранитоидов агинканского и гонжинского комплексов. Высокая активность флюида формирующихся расплавов проявилась образованием продуктов кислотного выщелачивания в породах odolгинской серии.

Протерозойский прогрессивный региональный метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций

В условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций прогрессивно метаморфизованы породы джелтулакской, чаловской серий, малогилюйской толщи, верхнеолекминского и урульгинского комплексов.

Метаморфизм джелтулакской, чаловской серий и малогилюйской толщи зональный, нарастает по направлению к тектоническим границам блоков, сложенных породами этих стратиграфических подразделений. Породы метаморфизированы в диапазоне от хлорит-мусковитовой (добиотитовой) до ставролит-хлоритоидной субфации, при $T = 300–550$ °С и P до 3,5 кбар [123]. В наименее метаморфизованных породах сохраняются реликты первичных текстур и структур. В метапелитах устойчивы хлорит, стильпномелан, светлые слюды. Высокотемпературной границей добиотитовой субфации является переход стильпномелана в биотит, альбита в перестерит, что соответствует температуре немного более 300 °С. Граница ставролитовой субфации фиксируется появлением ставролита, который находится в равновесии ставролит–хлоритоид–хлорит–гранат–мусковит и устойчив при температуре около 480 °С. При более высоких $T = 520–550$ °С возникают парагенезисы ставролит–биотит–мусковит–плагиоклаз кварц ± ± гранат, где хлоритоид неустойчив и гранат–ставролит–андалузит–биотит–кварц. Давление здесь не превышает 4 кбар. Совместно с андалузит-ставролитовыми сланцами на этой же температурной ступени отмечаются силлиманит- и кианитсодержащие слюдистые сланцы. Условия этой субфации близки к положению тройной точки ($T = 501$ °С, $P = 3,76$ кбар). Для более низкотемпературных ступеней отмечаются парагенезисы гранат–хлоритоид–хлорит–кварц–мусковит (фенгит), которые встречаются совместно

с кианит-мусковитовыми сланцами и образуются при температуре около 480 °С. Т—Р условия по данным изучения флюидных включений в дистене отвечают температуре 460 °С и давлению около 2,3 кбар. Метаморфическая зональность пород джелтулакской серии является промежуточной между кианит-силлиманитовой и андалузит-силлиманитовой фаціальными сериями. Более всего они соответствуют серии АБ [56]. Зональность приближается к изобарической [123, 174].

Верхнеолекминский комплекс метаморфический (mPR^1_{1v}) представлен плагиогнейсами, кристаллическими сланцами, иногда амфиболитами, мраморами и кварцито-гнейсами. Породы слагают вытянутые тектонические пластины среди позднеархейских гранитоидов и встречаются в виде скиалитов среди гранитоидов раннего протерозоя и палеозоя.

Наиболее крупные выходы закартированы в бассейне р. Ненюги [203]. Здесь, как и в других участках, породы гранитизированы и превращены в послойные мигматиты. Основной фон разреза данного выхода метаморфических пород составляют биотитовые, роговообманково-биотитовые и биотитово-роговообманковые плагиогнейсы и кристаллосланцы, формирующие «пачки» мощностью первые десятки—первые сотни метров и чередующиеся между собой. На отдельных интервалах среди них присутствуют линзы мраморов, кальцифиров, амфиболитов и кварцито-гнейсов. Мощность линз варьирует от первых метров до первых десятков метров, по простиранию они быстро выклиниваются. В целом мощность комплекса, для которого установлено моноклинальное залегание, составляет около 5 км. По-видимому, он представляет собой серию тектонически сгруженных гранитизированных пластин.

Выход образований комплекса в долине р. Усмун [142] определяется как элемент глубинной зоны смятия с характерными динамометаморфическими характеристиками. Здесь преобладают тонкополосчатые биотитовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы мелкозернистые, нередко очковые, с редкими линзами биотит-амфиболовых кристаллосланцев, амфиболитов и биотитовых кристаллосланцев. Породы слагают крутопадающую моноклираль северо-восточного простирания. Мощность комплекса в разрезе этой моноклинали оценивается в 400—500 м.

Урульгинский комплекс метаморфический (mPR^1_{1ur}) включает породы преимущественно амфиболитовой фации метаморфизма, ранее относимые к борщовочной серии [300], серебрянской свите [274, 277] докембрия: гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварцито-сланцы, мраморы, кварциты. Сложно дислоцированный комплекс пород формирует полосовидные и линзовидные пакеты с тектоническими ограничениями вдоль Северо-Тукурингского разлома по правобережью р. Шилка на северном склоне Борщовочного хребта и далее вниз по Шилке по обоим бортам долины. В междуречье Урюмкан—Уров выходы пород комплекса находятся в крупных ксенолитах среди палеозойских гранитоидов Орочинского плутона. Аналогичные крупные блоки высокометаморфизованных пород находятся в Аргунском плутоне (приустьевая часть р. Газимур).

Внутреннее строение выходов комплекса линзовидно-полосчатое. Ориентировка полосчатости и сланцеватости северо-восточная на севере и се-

вер-северо-восточная, участками меридиональная — на юге площади. Последняя согласна сланцеватости краевой фации гранитоидов Орочинского плутона, что свидетельствует о наложенном характере структур. Преобладают гнейсы и кристаллические сланцы — различные по мощности линзо- и пластинообразные тела, перемежающиеся с пластинами амфиболитов. Последние в южной части листа залегают среди амфиболсодержащих плагиогнейсов и связаны с ними постепенными переходами. Резко подчиненное значение имеют линзовидные тела кварцито-сланцев, мраморов, кварцитов.

Количественно-минеральный состав пород разнообразен и непостоянен. Гнейсы — биотитовые, реже двуслюдяные, биотит-роговообманковые сланцеватые породы, тонкополосчатая текстура которых обусловлена чередующимися прослойками различных минералов. В их составе: кварц, плагиоклаз, микроклин, биотит, мусковит и роговая обманка, акцессорные минералы представлены гранатом, турмалином, сфеном, апатитом, монацитом, рутилом, магнетитом. Отмечаются также графит (до 10 %), природа которого не установлена, и фибролит (до 5 %), шпинель. Кристаллические сланцы представляют собой тонкосланцеватые, реже узловатые породы, состоящие из кварца, биотита, плагиоклаза, нередко с примесью граната, силлиманита, кордиерита, андалузита, мусковита, графита и турмалина. Отчетливо ориентированное расположение новообразований, следы синкристаллизационного вращения зерен граната и некоторые другие признаки свидетельствует об одновременности перекристаллизации и рассланцевания пород [485]. Менее распространены амфиболсодержащие сланцы [624, 277]. В приустьевой части р. Газимур описаны пироксен-гранат-двуслюдястые кварцито-сланцы, амфибол-пироксеновые и биотит-амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы [274]. Отдельные выходы кварцито-сланцев содержат графит до 3 %.

Амфиболиты обладают линзовидно-полосчатой, иногда массивной текстурой, гранонематобластовой структурой и сложены роговой обманкой, плагиоклазом, хлоритом, эпидотом, кварцем. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном и рудным [563]. В некоторых телах установлен лабрадор [628], что может свидетельствовать о первично-магматическом их происхождении. Карбонатные породы — преимущественно мономинеральные мраморы. Химический состав: MgO — 20–22 %, CaO — 28–32 % [624]. На левобережье р. Уров в приустьевой части пади Ильдикан карбонатные породы превращены в оливин-серпентиновые, тремолит-пироксеновые, сфен-флогопитовые скарны [660].

Сложная дислоцированность и значительный метаморфизм пород при плохой обнаженности исключают возможность установления первичной природы пород комплекса.

Раннепротерозойский возраст урульгинского комплекса принят условно, по аналогии с легендой листов М-50 и N-50 третьего поколения.

Регрессивный метаморфизм (диафторез)

Дифторез накладывается на все докембрийские породы. Различается региональный диафторез, связанный с формированием более низкотем-

пературных прогрессивно метаморфизованных образований по отношению к ранним породам, и полиметаморфический, полихронный, связанный с явлениями докембрийского ультраметаморфизма и сопровождающего метасоматоза, гидротермальными процессами, сопровождающими фанерозойское гранитообразование. Второй тип метаморфизма неотделим от динамометаморфических преобразований в зонах региональных разломов.

Региональный диафторез раннеархейских образований проявился в результате раннеархейского метаморфизма станового и сахарборского этапов во всех блоках постепенным переходом неизменных пород гранулитовой фации в породы с минеральными ассоциациями амфиболитовой фации; замещением высокотемпературных минералов минералами низкотемпературными; преобразованием структур в измененных породах из обычных гранобластовых в гломеро- и пойкилобластовые.

В основных кристаллических сланцах и гнейсах гранулитовой фации характерны реакции замещения гиперстена куммингтонитом, обыкновенной роговой обманкой или биотитом, перехода высокотемпературного титанистого амфибола в обыкновенную зеленую роговую обманку с выделением рутила в виде сагенитовой решетки, замещения граната биотитом и мусковитом, биотитом и дистеном. Как правило, диафторез гранулитов в условиях амфиболитовой фации приводит к появлению в минералах регрессивной зональности: зональному увеличению в гранатах альмандиновой и спессартитовой составляющих и уменьшению пироповой, формированию зональных ситовидных амфиболов, состав которых изменяется от обыкновенных роговых обманок к амфиболам тремолит-актинолитового ряда. При диафторезе богатых кальцием кристаллических сланцев образуется эпидот. В диафторитах к аксессуарным минералам пород гранулитовой фации (рутил, шпинель, монацит) присоединяются не свойственные гранулитам молибденит, турмалин, эпидот, ортит и сфен.

Бластомилониты зон разломов ($bmAR_2^2$). Динамометаморфиты этого возрастного уровня развиты вдоль Станового, Гонамского и Желтулакского разломов. Они представлены диафторитами эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, бластомилонитами, калиевыми метасоматитами и продуктами кислотного выщелачивания пород.

Диафториты эпидот-амфиболитовой фации развиты вдоль Желтулакской шовной зоны. В результате диафтореза по раннеархейским основным кристаллическим сланцам и амфиболитам образуются клиноцоизит (или эпидот)-роговообманковые кристаллические сланцы, иногда гранатсодержащие. По гранат-биотитовым гнейсам образуются цоизит-гранат-биотитовые, более мелкозернистые, часто сланцеватые породы. Диафторез характеризуется натровым характером метаморфизирующих растворов.

Диафториты зеленосланцевой фации развиваются вдоль Желтулакской шовной зоны и параллельно ее разломам по раннеархейским гранулитам, позднеархейским кристаллическим сланцам и гнейсам, а также гранитоидам и габброидам этого возраста. Диафторез проявлен в условиях эпидот-хлоритовой и серицит-кальцитовой ступеней (по С. П. Кориковскому, 1987). Диафторез первой из них происходил в условиях натрового, а второй – калиевого характера щелочных растворов.

Наиболее интенсивно процессы *бластомилонитизации и последующего калиевого метасоматоза* проявились в зоне Джелтулакского глубинного разлома. Ширина зон бластомилонитизации здесь достигает 1,5–2,5 км, протяженность — до 10 км. Бластомилонитизации и калиевому метасоматозу подверглись раннеархейские гранулиты, позднеархейские кристаллические сланцы и гнейсы, а также гранитоиды и габброиды этого возраста. Бластомилониты представляют собой мелко-тонкозернистые сланцеватые породы с линзовидными порфиробластами микроклина, неравномерно насыщающими породы, вплоть до мономинеральных микроклинитов. Их цвет и состав зависит от состава исходных пород. По меланократовым породам развиты темно-серые биотит-амфиболовые, часто эпидотсодержащие бластомилониты, по гнейсам и гранитоидам — эпидот-биотитовые и биотит-мусковитовые. Парагенетические ассоциации в бластомилонитах по породам основного состава — кварц, альбит—олигоклаз, биотит, роговая обманка, актинолит—тремолит, эпидот, по породам кислого состава — кварц, альбит—олигоклаз, биотит, хлорит, мусковит, альбит, калиевый полевой шпат.

Продукты кислотного выщелачивания широко развиты в одолгинской серии. Кислотное выщелачивание проявлено в условиях кварц-силлиманитовой (фибролитовой), в меньшей степени — кварц-дистеновой и кварц-мусковитовой фаций [139]. Мощность зон десятки—сотни метров, протяженность — первые километры.

Бластомилониты зон разломов ($bmPR_1^{1-2}$) выделены в узкой (порядка 10 км) зоне Джелтулакского разлома северо-западного простирания. Комплекс представлен сланцами слюдяными и актинолитовыми, которые представляют собой бластомилониты по биотитовым, амфибол-биотитовым и биотит-амфиболовым гнейсам и кристаллическими сланцам, интенсивно гранитизированным, содержащим линзы амфиболитов. Менее развиты мраморы. На основании малочисленных замеров гнейсовидности и сланцеватости допускается, что породы комплекса слагают тектоническую моноклиналиную пластину северо-западного направления и северо-восточного падения. Мощность незамещенной гранитоидами пластины оценивается в 2–3 км.

Наиболее распространенные бластомилониты по гнейсам характеризуются полосчатой, пунктирно-полосчатой текстурой, бластомилонитовой с реликтами лепидогранобластовой, иногда гетеробластовой структурой. Среднее содержание породообразующих минералов (%): плагиоклаз (олигоклаз—андезин) — 55–60, кварц — 10–20, роговая обманка — 0–20, биотит и мусковит — 5–20, иногда присутствует в реликтах моноклинный пироксен и явно наложенный калиевый полевой шпат. Все разновидности гнейсов отличаются друг от друга различным содержанием биотита, роговой обманки и кварца, и при уменьшении последнего переходят в кристаллосланцы. Бластомилониты по амфиболитам и кристаллосланцам сложены роговой обманкой (актинолитом) и андезином, нередко присутствует моноклинный пироксен. Кальцифиры и мраморы наряду с кальцитом содержат в различных количествах моноклинный пироксен, скаполит, оливин, калишпат, андезин—лабрадор, биотит, тремолит.

Парагенезисы минералов в различных сочетаниях определяют амфиболитовую ступень метаморфизма при формировании комплексов ранне-

го протерозоя. Структурное положение выходов и непосредственные наблюдения в обнажениях свидетельствуют о более позднем формировании их по отношению к позднеархейским комплексам.

Пришилкинский комплекс динамометаморфический ($dmRp_{\text{э}}$) в одноименной зоне представлен амфибол-плаггиоклазовыми, биотит-амфибол-плаггиоклазовыми и биотит-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами, иногда с гранатом и силлиманитом, биотитовыми плаггиогнейсами, иногда с гранатом, линзами амфиболитов, известковистых пород, кварцитов, диопсидовых бластолитов. Ранее они рассматривались как стратиграфические подразделения. Их возраст считался архейским [289], раннепротерозойским [300], рифейским [447]. Последними работами (лист N-50, третье поколение) обосновывается динамометаморфическая природа этих образований. Породы слагают вытянутые в восток-северо-восточном направлении тела различных размеров — от первых квадратных сантиметров (насыщающих в качестве скиалитов гранито-гнейсы бухточинского комплекса) до 100 км и более (выделяемых в качестве выражающихся в масштаба карты ксенолитов среди гранитоидов). Их нутренний структурный план, фиксируемый по полосчатости, сланцеватости, направлению отдельных «пластов», согласен с этим направлением. Директивные структуры погружаются преимущественно на северо-запад. Редко на отдельных участках падение меняется на юго-юго-восточное [447].

Рассматриваемые тела представляют собой линзы, участвующие в строении мощной (порядка 4,5 км) протяженной моноклинали, значительно замещенной гранитоидами. В разрезе комплекса преобладают амфибол-, биотит-амфибол- и биотит-плаггиоклазовые кристаллосланцы, менее развиты биотитовые плаггиогнейсы. Породы образуют «пласты», «горизонты», линзы мощностью до первых десятков метров. Они часто перемежаются между собой, но в целом роговообманковые кристаллосланцы резко преобладают в краевых частях моноклинали, в центре преобладают биотитовые плаггиогнейсы. В кристаллосланцах постоянно присутствуют линзы амфиболитов мощностью до 1 м, горизонты гранат-биотит-плаггиоклазовых сланцев, иногда с силлиманитом, мощностью до нескольких сот метров, невыдержанные по мощности и протяженности линзы и неправильные тела карбонатсодержащих пород (бластолитов), согласные полосчатости вмещающих пород, а также тела кварцитов мощностью 1–2 м. В карбонатсодержащих породах иногда отмечаются в качестве реликтовых включений с расплывчатыми контактами небольшие тела гранат-биотитовых гнейсов, кристаллосланцев, а в кварцитах — реликты карбонатсодержащих пород [417]. Контакты между кристаллосланцами и гнейсами постепенные расплывчатые, между кристаллосланцами и глиноземистыми породами — резкие.

Для амфиболовых кристаллосланцев устанавливается секущее развитие по гнейсовидным кварцевым диоритам амзарского комплекса, при этом диоритоиды, приобретая бластокатакластическую микрогранобластовую структуру, становятся мелкозернистыми отчетливо сланцеватыми [514]. Контакты нередко затушевываются плаггиогранитизацией. Вновь сформированные кристаллосланцы более основные, чем материнские диоритоиды. Здесь же формируются полосчатые породы с чередованием полос среднего и основного составов.

Для пришилкинского комплекса свойственна широкая вариация составов пород, сложность и непостоянство минеральных парагенезисов, наличие метаморфической зональности. Все минеральные ассоциации соответствуют амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, а присутствие гиперстена может свидетельствовать о более высоком градиенте Р–Т условий при формировании отдельных тел.

Значительные вариации химизма пород связаны как с первоначальной неоднородностью субстрата, так и с широко проявленными метасоматическими процессами.

Строение разреза свидетельствует о тесной связи и структурном единстве слагаемых его пород. Формирование главного их представителя – амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев происходило за счет преобразования кварцевых диоритов амазарского комплекса и сопровождалось дифференциацией преобразуемого субстрата на «пласты» и линзы более основных и более кислых (гранито-гнейсы) пород [651]. В гранат-биотит-плагиоклазовых с высокоглиноземистыми минералами полосчатых сланцах отмечается наличие реликтов метапесчаников и метафельзитов [417]. «Послойная» перемежаемость последних с амфибол-плагиоклазовыми сланцами объясняется и обосновывается тектоническим разлинзованием. Метасоматическая природа известковистых пород и кварцитов наглядно иллюстрируется множеством фактов [651].

Перечисленные признаки пород типичны для динамометаморфических образований. Рифейское время формирования комплекса определяется на основании присутствия в составе комплекса реликтов нижнепротерозойских пород и прорывания ордовикскими гранитоидами.

Комплекс динамометаморфический Северо-Тукуринского и Алгакан-Доптуган-Калтагайского разломов (dM_{K_1}) включает тектониты, развитые в зонах шириной до 4–5 км, ограничивающих с северо-запада и юго-востока Холоджиканскую впадину. Они представляют собой перемежаемость пластин и линз милонитов, ультрамилонитов, бластомилонитов, катаклазитов, микросланцев углисто-серицит-кварцевых, зеленых сланцев преимущественно серицит-кварц-альбит-биотит-хлорит-эпидотовых, а также различных по величине фрагментов магматических пород – от микро- и мезоскопических порфирокластов до крупных блоков и линз (олистолитов).

В большинстве выходов разновидности комплекса участвуют в строении меланжа. Динамометаморфизм особенно интенсивен вдоль границ интрузивных массивов. Мощность отдельных полосо- и линзовидных пакетов меланжа от первых сотен метров до 300–400 м (редко до первых километров). В окаймлении Могочинского массива на правобережье р. Амазар и на водоразделе Могоча–Кадар в обломках меланжа размером от первых сантиметров до первых километров присутствуют граниты массива и габброиды утенинского комплекса, по р. Караган – карбонатные породы, габброиды, рифейские образования. Матрикс меланжа обычно песчаникоподобный, редко – карбонатный. На вершине рек Даван и Холоджикан развит хаотический комплекс, в обломках которого наблюдаются диориты, вулканические породы, кварцевые песчаники, а матрикс представлен зелеными сланцами.

На большом протяжении зон тектонитов проявлены начальные стадии милонитизации — наблюдается расчленение породы тонкими полосками, лентами милонитизированного материала, оконтуривающими порфирокласты и более крупные линзы протолита. Для сформированных милонитов типичны текстуры течения — флюидалные текстуры, напоминающие структуры риолитов. Текстура подчеркивается струйками магнетитовой пыли, графита или тонкими полосками цветных минералов, образованных в результате изменения исходной породы. Наглядно это проявляется в гранитах Могочинского массива: кварцево-биотитовая мелко-тонкозернистая масса «обтекает» фрагменты полевошпатового состава. В данных случаях милониты диагностируются легко по наличию порфирокласт пород и минералов. Филлитовые милониты (милонитовые гнейсы, филлониты [231]) отмечены на водоразделе Кавыкта—Холоджикан—Доптуган.

Ультрамилониты визуально и микроскопически сходны с филлитизированными сланцами, кварцитами и эффузивами, в связи с чем в полях их распространения (в т. ч. северо-восточная и западная окраины Могочинского массива) выделялись рифейская глубокинская [47] и ордовикская караганская свиты [389]. Появление по простирацию и падению «свит» линз, блоков тектонически перемещенных исходных пород позволяет установить динамометаморфическую природу образований. Обычно исходную породу в ультрамилонитах диагностировать невозможно — широко проявлены плейчатые текстуры.

В Аргунском массиве (вторая фаза тымагерского комплекса раннего мела) выделены [485] две зоны развития катаклазированных и бластомилонитизированных гранодиоритов широтного направления. Бластомилониты характеризуются альбит-серицит-биотит-кварцевым составом и сланцеватой текстурой. Отмечаются прожилки клиноцоизита и ксеноморфные зерна турмалина. Характерно развитие тонких извилистых милонитовых жилок, разделяющих линзовидные участки катаклаза. Зоны дробленых и неравномерно милонитизированных пород содержат редкие маломощные (до 1 м) «пласты» ультрамилонита и филлонита, вмещающие местами будинированные и сложно изогнутые кварцевые жилы. Под микроскопом наблюдается раздробление и перетирание минеральных зерен, кристаллизация агрегатов новообразованных минералов: зеленого биотита, кварца, альбита, светлой слюдки, клиноцоизита, местами турмалина. Последний также образует согласные со сланцеватостью, реже секущие прожилки мощностью до 3–4 мм.

Тектонические тонкополосчатые микросланцы описаны в Алгакан-Доптуган-Калтагайской зоне в контакте с Могочинским массивом, вдоль левого берега р. Доптуган [651]. Их пакеты представлены углисто-серицит-кварцевыми разновидностями, иногда с альбитом и хлоритом; зелеными сланцами (серицит-кварц-альбит-биотит-хлорит-эпидотовыми, иногда с амфиболом и карбонатом). Они содержат линзы пород рифейского утенинского комплекса: мраморов, кварцитов, метагаббродиабазов. Отмечаются постепенные переходы последних в зеленые сланцы. Кроме новообразованных породообразующих минералов, в сланцах в весовых количествах присутствуют магнетит, пирит, циркон и гиацинт; отмечаются также ильменит, сфен, галенит, апатит, монацит, ортит, гранат, турмалин.

В пределах Алгакан-Доптуган-Калтагайской зоны разломов (бассейн р. Кадара) дислокационные породы характеризуются повышенными (в 3–6 раз выше кларка) содержаниями Ti, Ga, V, Ni, Zn («омутнинская свита» [651]), в тектонизированных габбродиобазах отмечено повышенное относительно кларка (в 7 раз) содержание Be и (в 2 раза) Pb, Mo, Li, B, Ba. В районе р. Салдамар для дислоцированных карбонатных пород имачинской свиты характерны относительно высокие содержания Mo, Be, Zr, Sr, Ti. Алевролиты характеризуются повышенными содержаниями (в 2–3 раза выше кларка) Mo, Co, Be, Ba, V, Ni, Pb, Cu, Zn, Sr [651].

С образованиями комплекса связаны зоны березит-кварц-пиритовых метасоматитов.

Дислокационному метаморфизму в пределах указанных зон подвержены породы различного возраста – от протерозоя (урульгинский комплекс) до поздней юры–раннего мела (холоджиканская свита) и мела (тымагерский комплекс, вторая фаза), на основании чего принят раннемеловой возраст комплекса.

Контактовый метаморфизм

В результате контактового метаморфизма в осадочных породах палеозоя и мезозоя сформированы ореолы роговиков и ороговикованных пород под термальным воздействием интрузий палеозоя и мезозоя. Детально роговики и ороговикованные породы охарактеризованы в главах «Стратиграфия» и «Магматизм» при описании вулканогенных и плутоногенных образований.

Гидротермально-метасоматические процессы

Серпентинизация наиболее проявлена в разновозрастных гипербазитах и базитах в зоне Северо-Тукурингского разлома. Дуниты замещены хризотилом с небольшим количеством антигорита. По пироксенам развит пластинчатый бастит, по оливину – петельчатые обособления серпентина. В зонах разломов серпентиниты сложены микропластинчатым лизардитом и скрытоволоконистым хризотилом. Вторичная серпентинизация проявлена прожилками хризотил-асбеста.

Скарнирование наблюдается в зонах экзоконтактов палеозойских и мезозойских интрузий урушинского, ундинского, шахтаминского, верхнеамурского, буриндинского и тымагерского комплексов в карбонатных и карбонатсодержащих породах докембрия и фанерозоя.

Грейзенизация развита по породам преимущественно кислого состава в связи со становлением пермских ундинского и почикитского, раннетриасового нерчуганского, меловых кукульбейского, хорьковского и тымагерского комплексов.

Березитизация широко проявлена в разновозрастных кислых вулканитах. Новообразованные минералы представлены альбитом, серицитом, кварцем, пиритом. С березитизированными породами связаны проявле-

ния золота и полиметаллов с сопутствующими вольфрамом, молибденом и серебром.

Пропилитизация характерна для юрских и раннемеловых вулканитов среднего состава сэгангринского, керакского, талданского, бурундинского, бомнакского вулканических комплексов. Проявлена метасоматическим замещением первичных минералов эпидотом, хлоритом, альбитом, кальцитом, брейнеритом, серицитом, иногда — актинолитом и тремолитом.

Вторичные кварциты диккитовые, корундовые, андалузитовые развиты по раннемеловым вулканитам сэгангринского, бомнакского и талданского комплексов.

Детально гидротермально-метасоматические породы охарактеризованы в главах «Стратиграфия» и «Магматизм» при описании вулканогенных и плутоногенных образований.

ТЕКТОНИКА

Территория листа включает фрагменты двух геоблоков [40, 53, 272] – Алдано-Станового и Амурского. Геоблоки разделяет Амуру-Охотская межгеоблоковая складчато-надвиговая система. В западном направлении (район Аникинского поднятия) она сменяется Ульдза-Пришилкинской шовной зоной (офиолитовая сигмоида, лист N-50) [163]. Восточнее Алдано-Становой геоблок на сочленении с Амуру-Охотской складчато-надвиговой системой осложнен Пришилкинской зоной смятия.

Алдано-Становой и Амурский геоблоки относятся к двум разным геолого-структурным типам. Алдано-Становой геоблок развивался по кратонному типу. Он представляет собой фрагмент фундамента Сибирской платформы. Его южная часть в рифее–раннем палеозое испытала регенерацию. В позднем палеозое и мезозое в пределах всего блока проявилась многократная активизация. Переработка в позднеархейское и раннепротерозойское время складчато-инъективных структур раннего архея обусловила плутоно-метаморфическую, складчато-блоковую природу его внутренней структуры.

Амурский геоблок сформировался на некратонизированной подвижной коре. Он обладает мозаично-складчато-блоковым строением с контрастно высокоамплитудными движениями составляющих его блоков, накоплением осадочных формаций значительной мощности. Повышенная проницаемость некратонизированной коры геоблока нашла отражение в эволюции магматизма и полиметаморфизма. В пределах территории листа он представлен фрагментом Буреинского массива с системами окраинных и наложенных прогибов.

Принадлежность геоблоков к разным геолого-структурным типам определила особенности их геологической эволюции в фанерозое.

Геоблоки, блоки и системы блоков ограничены долгоживущими трансрегиональными и региональными разломами. На большем своем протяжении они выражаются зонами смятия, меланжа, динамотермального метаморфизма, развития систем разноориентированных разрывных нарушений. Межблоковые системы отличаются сложностью геологического строения и глубиной заложения. Они трассируются интрузиями базитов и ультрабазитов, зонами интенсивных складчато-надвигово-сдвиговых и раздвиговых дислокаций, обрамляющих многочисленные выступы переработанного фундамента. По строению и морфологии шовные межблоковые структуры отвечают коллизионно-аккреционным системам.

СТРУКТУРЫ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Алдано-Становой щит является крупнейшим выступом фундамента Сибирской платформы. Зонай Станового глубинного разлома щит разделен на две части – северную, представленную Южно-Алданской СБ, и южную, включающую Западно-Становую и Становую СБ, разделенные зоной Джелтулакского глубинного разлома. В состав Южно-Алданской СБ входят Курультинский, Зверевский и Тангракский блоки; в состав Становой СБ – Ларбинский и Дамбукинский блоки. Западно-Становая СБ представлена Витимо-Нюкжинским, Пришилкинским, Ольдойским и Усть-Гилуойским блоками. Согласно ДВСЛ выделявшиеся ранее в Становой СБ Дамбукинский и Иликанский блоки объединены в один блок под общим названием – Дамбукинский.

В строении щита выделяются ранне- и позднеархейские и раннепротерозойские структуры [45, 49, 50, 57, 58, 63, 150, 153]. Архейские структуры сформированы в результате трех крупных тектонических этапов, каждый из которых включал осадконакопление, складчатость, метаморфизм и гранитообразование. Выделяются три структурных этажа: два нижнеархейских и один верхнеархейский.

Структуры нижнего структурного этажа (AR_1^1) 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 сложно устроенные синклинории и псевдомоноклинали, локализованные в узких тектонических пластинах близширотного простирания. Размеры складок измеряются первыми километрами. Углы падения в складчатых структурах колеблются от 30 до 10–15°, иногда достигают 60°. Крылья осложнены высокопорядковыми складчатыми структурами: флексурные изгибы, лежащие и запрокинутые складки. Характерны также мелкие асимметрично изоклиальные сжатые складки с крутыми углами падения (50–70°) в восточных румбах. Падение зеркала складчатости пологое – до 10–15°. Ориентировка шарниров изоклиальной складчатости субмеридиональная, падение разнонаправленное под углами 20–30°. Метаморфическая гнейсовидность, полосчатость и простирание зон мигматизации, чарнокитизации и эндербитообразования согласны осевым поверхностям складок.

В синклинориях резко возрастает насыщенность раннескладчатыми гранитоидами. Позднескладчатые гранитоиды тяготеют к ядрам антиклинориев. Крылья антиклинориев прямые и опрокинутые, шарниры ундулируют в различных направлениях, но в большинстве таких структур установлены периклиальные части. Антиклинории часто ограничены более поздними разломами и рассматриваются как блок-антиклинорные выступы.

Структуры верхнего нижнеархейского структурного этажа (AR_1^2) сложены породами становия, супракрустальные образования которых метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации высоких температур и давлений. Преобладают образования гнейсово-кристаллосланцевой, кристаллосланцево-кварцитово- и кристаллосланцево-карбонатной

формаций. В строении этажа участвуют также гранитоиды токско-алгоминского, незначительно — диоритоиды амазарского и гранитоиды древнестанового комплексов. Породы выполняют ядра антиформ и образуют единый структурный план, с полным наследованием гранитоидами их складчатых структур. В метаморфических и магматических породах этажа восстанавливаются брахи-синформы и антиформы, оси которых ориентированы согласно с директивными структурами образований нижнего этажа. Углы падения гнейсовидности на крыльях пликативных структур не превышают 60° . Гнейсо-граниты слагают валы и формируют эшелонированные зоны, простирание которых согласно с общим директивным планом нижнего этажа.

В Становой СБ участки, сложенные метаморфическими образованиями, имеют структуру складчатых овалов, которые характеризуются сложным сочетанием куполовидных складок при максимальном проявлении процессов гранитизации. В Усть-Гилуйском блоке толщи становия образуют серию сопряженных открытых синклиналей и антиклиналей близширотного—северо-западного простирания. В восточной части Дамбукинского блока расположен вытянутый к северо-западу обращенный антиклинорий, названный Верхне-Гилуйским. В приосевой его части развиты куполообразные, реже чашевидные складки. На крыльях они сменяются более сжатыми, асимметричными, наклоненными к ядру структуры. Разломы выражены зонами интенсивного смятия мигматитов в изоклиналильные складки с разрывом сплошности, а также интрузиями метагабброидов, гнейсовидных диоритов и гранодиоритов. Они отражают сбросовые, сдвиговые и надвиговые перемещения.

Таким образом, близость структурных планов нижнего и верхнего этажей раннего архея, вероятно, связана не с унаследованием структур, а с непрерывным длительным преобразованием пород протолита.

Структуры верхнеархейского структурного этажа (AR_2) сложены породами сахабория. Локализованы вдоль зон крупнейших разломов северо-западного простирания (Пригилуйский, Хорогочинский, Джелтулакский) в опущенных блоках, которые могут рассматриваться в качестве трогов по аналогии со структурами Алдано-Станового щита. Породы в пределах трогов метаморфизованы в условиях низких ступеней амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Здесь наблюдается развитие многочисленных сопряженных синклиналей и антиклиналей. Характерна изоклиналильная складчатость. Складчатые структуры осложнены магматогенными — интрузиями габброидов и мигматит-плутонами, локализованными в зонах сочленения крупных тектонических структур [61].

Нижепротерозойский структурный этаж (PR_1^1). В Западно-Становой СБ его слагают метаморфические породы верхнеолекминского комплекса, с которыми ассоциируют гранитоиды позднестанового комплекса и базиты лукиндинского, сохраняя с ними единый структурный план. Все образования комплексов метаморфизованы в амфиболитовой фации. Они подвергнуты интенсивному калиево-натриевому метасоматозу и порфиробластезу. Главными структурами являются зоны смятия, мегамеланжа и брекчирования блоков пород комплекса основания. Зоны сопровождаются интенсивным динамометаморфизмом и ультраметаморфиз-

мом. Породы, слагающие зоны, обладают субширотным и северо-восточным директивным планом структурных элементов. Сочленяясь, зоны бластеза и гранитизации образуют сложную систему мегамеланжа, в которой образования раннего протерозоя выполняют роль матрикса, содержащего крупные блоки архейской коры, при этом породы блоков характеризуются единными структурно-формационными свойствами и близким директивным структурным планом.

В Становой СБ протерозойские структуры представлены Желтулакским и Чимчанским блоками, в пределах которых вдоль крупных разломов сохранились вулканогенно-терригенные образования, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой—зеленосланцевой фации (желтулакская серия). В целом это зоны смятия, разбитые на мелкие линзовидные блоки. Первичная складчатая структура, за исключением отдельных участков, не сохранилась. Устанавливается лишь общее простирание складок, согласное с простиранием зоны. Складки сжатые, линейные, с падением крыльев 50–80°. Отдельные блоки, ограниченные сближенными разломами, сложены blastomylonитами, филлонитами, рассланцованными породами. Среди разломов выделяются крутопадающие и пологие структуры. Плогие фиксируются широким развитием метасоматически преобразованных тектонитов. Вдоль зоны Желтулакского разлома формируются мобилизат-плутониты тукурингского комплекса, становлению которых предшествовало внедрение интрузий лучинского комплекса основного и ультраосновного составов, в том числе дифференцированных. В северо-восточной части Становой СБ, в зоне Урюмо-Инарогдинского глубинного разлома локализованы линзовидные блоки, площадью первые километры, сложенные метаморфизованными песчаниками малогилульской толщи.

Характернейшей морфологической особенностью структурного этажа является линейный характер структур, наложенный на образования комплекса основания Алдано-Станового геоблока. Зоны погружаются в северных румбах, с колебанием углов падения в широких пределах — от 30 до 70°. Мощность зон по графическим построениям оценивается первыми десятками километров. Они представляют собой моноклинали, осложненные флексурными изгибами по простиранию, что обусловлено, вероятно, более поздними деформациями. По присутствию веерообразных складок в образованиях зоны Желтулакского разлома можно полагать о преобладании в ней сдвиговых дислокаций. В зоне Тунги́ро-Мого́тского разлома устанавливаются крутые падения в коротких крыльях, обращенных к югу складок в переслаивающихся кристаллических сланцах и гнейсах [545], что свидетельствует о «расползании» блоков в северо-западном крыле зоны. Судя по замерам сланцеватости, гнейсовидности и полосчатости, Тунги́ро-Мого́тская зона погружается на северо-запад под углом 10–30°. Для зоны характерны асимметричные купольные структуры гранито-гнейсов позднего станового комплекса размерами до 25 км в диаметре, которые формируют систему валов. Падение ориентированных структур на крыльях куполов составляет 20–30°, метаморфические породы осложнены изоклинальными складками высоких порядков.

Байкальский структурный этаж сохранился в Пришилкинской зоне смятия [292]. Ее северной границей является зона Урюмо-Ина-

рогдинского разлома, южной — Северо-Тукурингского. Эти зоны разломов расположены симметрично к северу и югу относительно Могоча-Сергачинского глубинного разлома. Они практически совпадают с региональными гравитационными ступенями с перепадом значений, равным 50 мГал. С запада (лист N-50) на восток зона в виде полосы шириной 90—100 км прослеживается вдоль Северо-Тукурингского разлома до сочленения с ним Джелтулакского. К северу от Могоча-Сергачинского разлома находится северная подзона, к югу — южная. Этаж представляет собой ансамбль линейно-линзовидных тел, сложенных породами метаморфического пришилкинского и гранитоидами рифейского бухточинского комплексов, гнейсо-кристаллосланцево-карбонатной и гнейсо-гранит-гранодиоритовой формаций соответственно. В кровле гранитоидов Правоамазарского батолита олекминского комплекса раннего палеозоя встречаются породы солонцовской свиты вулканогенно-терригенно-карбонатной формации среднего—верхнего рифея. Они получили наибольшее распространение в южной подзоне с характерным зональным размещением структур. В юго-восточной части подзоны, прилегающей к Северо-Тукурингскому разлому, наибольшим распространением пользуются образования гнейсо-кристаллосланцево-карбонатной формации. На удалении от разлома к северо-востоку она сменяется породами гнейсо-гранит-гранодиоритовой формации. В северо-западной краевой части подзоны структуры сложены образованиями вулканогенно-терригенно-карбонатной формации солонцовской толщи. Относительно друг друга комплексы находятся в структурном директивном согласии. Простираение осей локальных структур в них полностью совпадает с ориентировкой Северо-Тукурингского разлома. С запада на восток оно плавно изменяется от субширотного до северо-восточного. Углы падения гнейсовидности составляют 30—60° с падением в северных румбах. На водоразделе Даван—Амазар—Омутная гнейсовидность гранитоидов имеет обратное падение, но с сохранением общего директивного плана. При общем залегании структурных элементов образования комплексов структурного этажа слагают Могоча-Амазарскую моноклинали видимой мощностью 15 км, погружающуюся в северных румбах. Необходимо отметить, что при сохранении общего директивного структурного плана при внушительной ее мощности значения гравитационного поля (Δg) остаются без изменения. Это, вероятно, свидетельствует о выполаживании моноклинали с глубиной. Характерные для зоны линейные аномалии магнитного поля (ΔT), вероятно, отражают линзовидно-полосчатую внутреннюю структуру Могоча-Амазарской моноклинали. Оси аномалий несколько смещаются к северо-востоку от контуров пород, обладающих повышенной магнитной восприимчивостью. Ими являются зоны гранитоидов линейного плана, обогащенные реликтами незамещенного амфиболсодержащего субстрата, зоны и полосы интенсивного насыщения скиалитами амфиболит-кристаллосланцевого состава, либо ксенолитов пластино- и лентообразной формы, сложенных образованиями пришилкинского комплекса. В пользу указанного положения о выполаживании углов падения Могоча-Амазарской моноклинали свидетельствуют также следующие особенности строения подзоны. К северо-западу от Северо-Тукурингского разлома в гранитоидах бухточинского комплекса размещаются бескорневые массивы грани-

тоидов палеозоя блюдцеобразной формы, контуры глыб, сложенные архейскими образованиями, с юго-востока характеризуются сложными заливообразными фестончатыми очертаниями, что свидетельствует о пологом падении их контактов в северных румбах. Гравитационная ступень с перепадом значений плотности, равной 40–50 мГал (Δg), также значительно смещена к северо-западу относительно линии контакта Могоча-Амазарской моноклинали с батолитом гранитоидов олекминского комплекса.

В северной части подзоны образования вулканогенно-терригенно-карбонатной формации в кровле батолита гранитоидов олекминского ордовикского комплекса слагают участки, площади которых не превышают 5 км². В них воссоздаются фрагменты пологих синклинальных складок. Аналогичные структуры в подобных образованиях формации устанавливаются в ксенолитах и провесах кровли гранитоидов бухточинского комплекса в районе рек Солонцовая, Даван, Кавыкта. Углы падения крыльев пликативных структур пологие, вблизи разломов увеличиваются до 50–60°. В ряде фрагментов вулканических структур устанавливается вертикальное залегание пород, что, вероятно, связано с более поздними этапами тектогенеза региона.

СТРУКТУРЫ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА

Буреинский массив расположен южнее Амуро-Охотской СНС, от которой отделен Южно-Тукурингской зоной разломов. Массив представляет собой чрезвычайно сложно построенное гетерогенное сооружение, тектоническая природа которого до настоящего времени является предметом дискуссий [5, 16, 40, 182, 183]. Серией тектонических нарушений северо-восточного простирания он разделен на Аргунский и Гонжинский блоки. 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 Усть-Уровского, Аргуно-Газимурского, Шилка-Аргунского и Ольдойско-Сагайского прогибов. Окончательная консолидация массива наступила после интенсивной позднепалеозойской магматической активности, с которой связано становление большеобъемных гранитоидных плутонов и формирование верхнетриасово-юрских прогибов: Могочинского, Стрелкинского, Онон-Газимурского и Верхнеамурского.

Позднеархейские метаморфические комплексы гнейсовой формации, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, и интрузивы гранодиорит-гранитовой формации слагают Гонжинский блок (Инимский и Гонжинский выступы фундамента). В их пределах складчатые структуры представлены синклиналями с пологими (в основном 10–30°) углами падения крыльев. Крупные (1–2 км в поперечнике) складки осложнены более мелкими, среди которых наблюдаются изоклинальные и опрокинутые складки шириной в первые метры.

Раннепротерозойские структуры в Аргунском блоке сложены метаморфическим урульгинским комплексом, а в Гонжинском — они преимуще-

ственно плутоногенные. В обрамлении Гонжинского выступа наблюдаются реликты шовных зон, в которых развиты вулканогенно-терригенные образования, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. Выходы пород урульгинского комплекса представлены структурами субстрата, ориентированными в северо-восточном и широтном направлениях. На них с базальным горизонтом конгломератов ложатся рифейские и вендские отложения. Подстилающие породы смяты в разнообразные складки на крыльях крупных моноклиналей с падением в северных румбах.

Байкальский структурный этаж. Формирование байкалид имеет большое значение в истории геологического развития территории. В байкальский тектогенез были сформированы геологические элементы, предопределившие структурный план последующих этапов развития региона. Распространение рифейских супракрустальных комплексов, как в центральной части территории – Пришилкинской зоне, так и в южной, подтверждают представления о развитии байкальских дислокационных зон, разрушающих консолидированную раннедокембрийскую кору. Реликты байкальских структур геоблоков сохранились в прогибах, выступах и зонах надвигов.

В Аргунской зоне, в непосредственной близости к западной границе листа, рифейские образования выполняют узкие прогибы: Аргуно-Газимурский и Шилка-Аргунский, которые рассматриваются в качестве подзон. В Аргуно-Газимурском прогибе присутствуют песчано-сланцевые, сланцево-карбонатные формации газимурской серии, которые на территории листа не отражаются в масштабе карты. В Шилка-Аргунском прогибе рифей представлен структурно-вещественными комплексами вулканогенно-терригенной, терригенно-карбонатной и песчано-сланцевой формаций бондихинской и глубокинской свит. В верхах разреза развиты конгломераты. С осадочными формациями здесь ассоциирует габбровая формация поздне-рифейского утенинского комплекса. Осадочные породы рифея несогласно наложены на эродированный раннепротерозойский фундамент и перекрываются вендской песчано-сланцевой формацией белетуйской (в Аргуно-Газимурском прогибе) и алгаканской (Шилка-Аргунском прогибе) свит.

Каледонский структурный этаж. В Аргуно-Газимурском прогибе на породах венда залегают кембрийские отложения: карбонатной – быстринской свиты и карбонатно-сланцевой – ерниченской толщи.

Отложения позднепротерозойско-раннепалеозойских формаций, как правило, сохраняются только вблизи раннедокембрийских выступов. Это дает основание полагать, что рифейское, вендское и кембрийское осадконакопления были локализованы на ограниченном пространстве. Особенностью отложений карбонатсодержащих формаций является устойчивое строение их разрезов без значительных колебаний мощностей. Карбонатно-терригенный состав отложений указывает на накопление их в условиях слабо расчлененного засоленного мелководного морского бассейна, в относительно спокойной тектонической обстановке, что свойственно для формаций чехлов платформ. Однако значительные мощности осадков, ограниченность зон накопления в непосредственном контакте с выходами кристаллического основания сближают их с троговыми структурами, оконтуривающими блоки фундамента, типа «срединных массивов».

Рассматриваемые отложения собраны в брахискладки размером до 15 × 40 км с погружением крыльев под углами 25–40°. Оси складок в Урово-Газимурском междуречье имеют северо-восточное и северо-западное простирания, нередко сопрягаясь, они образуют тупые углы; в Шилка-Газимурском междуречье оси складок имеют преимущественно северо-восточное простирание. Наиболее крупная структура — Алгаканская синклираль. С северо-запада она ограничивается отрезками Северо-Тукуринского разлома, а с юго-востока Алгакан-Доптуган-Калтагайского. Синклираль на всем протяжении осложнена складками второго и третьего порядков. На северо-западном ее фланге оси складок имеют северо-восточное простирание. Постепенно вергируя, в верховье рек Секаниха—Джедочи, они приобретают северо-западное направление. В районе «Большого кривуна» р. Шилка широтное простирание складок после S-образного изгиба вновь становится северо-восточным. Последнее наиболее выдержано на правом берегу р. Кадара и сохраняется на левом берегу р. Амазар к востоку. Пликативные структуры второго и третьего порядков представлены линейными, запрокинутыми, лежащими и S-образными складками протяженностью до 20 км, размах крыльев которых составляет 5–6 км [656]. По простиранию они осложнены дисгармоничными, плейчатными складками. В разрезах комплекса, сложенных сланцеватыми породами, отмечается гофрировка, в карбонатсодержащих отложениях — складки нагнетания, а в участках переслаивания — изоклиральная складчатость. Проявление изоклиальной складчатости сопровождается разлинзованием и будинированием. Можно предполагать, что пликативные структуры в большей своей части отражают глыбовые перемещения кристаллического основания и обладают признаками складок «штамп». Наблюдаемая вблизи разломов более сложная складчатость, вплоть до образования опрокинутых пликативных структур, вероятно, связана с более поздними наложенными дислокациями. Появление конгломератовых толщ в низах разреза алгаканской свиты венда, характерных для орогенных формаций, объясняется авторами приуроченностью их к краевой части прогиба.

Герцинский структурный этаж отражает прогибание и орогенез в Усть-Уровской и Ольдойско-Сагайской СФЗ. В составе этажа выделяются два подэтажа: силур-девонский и карбон-нижнепермский.

Силур-девонский подэтаж в Ольдойско-Сагайской СФЗ включает структурно-вещественный комплекс, сложенный формациями: глинисто-кварцевопесчаниковой омутнинской свиты силура, терригенной и терригенно-карбонатной — большеверской, имачинской, ольдойской и тепловской свит девона. Они слагают верхнюю часть «осадочного чехла» Ольдойско-Сагайского окраинного прогиба. В структуре прогиба выделяется Могоча-Утенинская антиклиналь и сопряженная с ней Багаджа-Уркинская синклираль, расположенная на юго-западе. Северо-западное крыло синклинали запрокинуто на юго-восток. Падение пород на крыльях антиклинали и юго-восточном крыле синклинали пологое с углами 10–30°. Падение наложенных образований в запрокинутом крыле синклинали 50–70° на северо-запад. Эти структуры осложнены брахиформными пликативными второго порядка, размером 10 × 20 км, шарниры которых широтного простирания располагаются под углом к осевым линиям складок первого

порядка. Последнее, вероятно, обусловлено неоднократно наложенными дислокациями или отражением структур фундамента. В Могоча-Уркинской антиклинали выделяются — Могочинская, Утенинская брахиантиклинали, Утениканская и Булей-Галгаканская брахисинклинали. В запрокинутом крыле брахисинклинали по р. Амазар в толщах переслаивания пород разной компетентности — песчаниках и алевролитах большеверской свиты отмечаются зоны будинирования. На р. Багаджа в имачинской свите зоны будинированных известняков и дезинтегрированных слоев песчаников прослеживаются на первые десятки километров.

Структурно-вещественный комплекс силур-девонского подэтажа в Усть-Уровской СФЗ объединяет образования вулканогенно-терригенно-карбонатной формации ильдижанской свиты и алевролит-карбонатной яковлевской. Они выполняют Усть-Уровский окраинный прогиб субмеридионально-северо-западного простирания, протяженностью порядка 70 км. Отложения подэтажа собраны в линейные складки длиной до 5 км при ширине до 3 км. Они располагаются кулисообразно по отношению к осевой линии прогиба и отражают, скорее всего, содвигово-сдвиговые движения блоков. Крылья их осложнены складками более высоких порядков. Падение составляет 20–35°. В шарнирах складок высоких порядков отмечаются зоны брекчирования, будинирования и разлинзования.

Карбон-нижнепермский структурный подэтаж Ольдойско-Сагайанской СФЗ сложен вулканогенно-карбонатно-терригенной типаринской свитой и габбро-гранодиоритовым урушинским комплексом. Образования свиты выполняют ядра унаследованных структур Утениканской и Булей-Галгаканской мульд размерами 5–15 км. Падение крыльев в них пологое (до 3–5°) в отличие от подстилающих пород тепловской свиты, смятых в изоклинные складки. Интрузивные массивы урушинского комплекса представлены пластинообразными интрузивными телами, локализованными в пределах Южно-Тукурингской шовной зоны. В Усть-Уровской СФЗ в строении подэтажа участвуют только магматические породы гранодиорит-гранитовой формации удинского комплекса. Магматиты формируют сводобразное Урумканское поднятие, которое с востока и северо-востока обрамляется отложениями Уровского прогиба, образующими внешнюю зону свода. Поднятие в геофизических полях характеризуется зональным строением. Центральная часть его выражается гравитационной локальной отрицательной аномалией изометричной формы, периферия — положительной (Δg), совмещенной с положительной аномалией магнитного поля (ΔT).

СТРУКТУРЫ АМУРО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОЙ СИСТЕМЫ

Амуро-Охотская СНС вытянута в близширотном направлении и ограничена региональными разломами — Северо-Тукурингским на севере и Южно-Тукурингским на юге. В пределах территории листа она представлена Янканско-Джагдинской СФЗ, которая разделена на две подзоны — Янканскую и Шахтаунскую. 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. Интрузивные образования представлены раннепермскими магматитами пиканского комплекса габбро-плагиогранитовой формации. Интенсивный дислокационный метаморфизм и редкие находки органических остатков затрудняют расшифровку возраста и структуры зоны.

Структуры Шахтаунской подзоны представлены серией линейных симметричных (иногда изоклиналильных) складок с размахом крыльев до 1–4 км, сложенных среднепалеозойскими вулканогенно-карбонатно-терригенной и вулканогенной формациями. Шарниры складок ориентированы в близширотном направлении. Структуры Янканской подзоны сложены среднепалеозойскими (силурийскими или девонскими) вулканогенно-терригенно-кремнистыми формациями и базитами пиканского комплекса. Складчатость сложная, с развитием изоклиналильных, опрокинутых складок. Большинство из них ориентированы согласно направлению ограничивающих подзону разломов.

АКТИВИЗАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ

Алдано-Становая область активизации

Среди орогенно-активизационных структур, присутствующих только в пределах Алдано-Станового щита, выделяются ранне- и среднепалеозойские, а также раннетриасовые–позднеюрские плутоногенные и вулканогенно-плутоногенные зоны.

Раннепалеозойская Тунги́ро-Амаза́рская плутоногенная зона находится в пределах Пришилкинской зоны смятия. На востоке Тунги́ро-Амаза́рская ПЗ по простиранию сменяется среднепалеозойской Пригилюйской ПЗ. В строении Тунги́ро-Амаза́рской ПЗ принимают участие интрузивные образования трех раннепалеозойских комплексов, которые объединены в структурно-вещественные комплексы. Первый из них сложен расслоенными массивами базитов кручининского комплекса габбровой, второй представляет собой массивы гранитоидов крестовского комплекса гранодиоритовой и третьей – олекминского комплекса гранитовой формаций. Интрузии габбровой формации большей своей частью слагают вытянутые дайкообразные или лополитообразные тела, нередко с тектоническими контактами, конкордантные относительно контролирующих их тектонических зон. Они характеризуются пологими углами падения расслоенности пород в массивах. Лополитообразные тела базитов обычно локализуются в участках сочленения разломов разного простирания. Большая часть интрузий габбровой формации характеризуется падением контактов в северных румбах. Массивы гранитоидов гранодиоритовой формации крестовского комплекса слагают пояс, который протягивается в субширотном-северо-восточном направлении вдоль Северо-Тукурингского разлома от западной рамки листа N-51. Они тесно ассоциируют с интрузиями габбровой формации и слагают массивы воронкообразной эллипсоидальной формы.

Гранитоиды олекминского комплекса слагают Шуруга-Амазарский батолит, вытянутый в широтном направлении. Батолит вмещает массивы

образований более поздних комплексов. Провесы кровли его сложены образованиями докембрийских и ранних фаз раннепалеозойских комплексов. Батолит неравномерно эродирован и по материалам гравиметрической съемки (Δg) представляет собой плитообразное тело с полого погружающейся кровлей от центра массива на южном фланге и более крутое на северном.

Среднепалеозойская Пригилюйская ПЗ сложена породами худачинского комплекса гранодиорит-гранитовой формации. Интрузии контролируются зонами Бухта-Бурпалинского и Желтулакского глубинных разломов и локализованы по периферии докембрийского Ольдойского блока Западно-Становой СБ.

К зоне Лукиндинского разлома приурочена среднепалеозойская Верхнеигамская ПЗ северо-восточного простирания, сложенная породами одноименного комплекса монцонит-сиенитовой формации.

Раннетриасовая—позднеюрская Олекмо-Нюкжинская вулканогенно-плутоногенная зона протягивается от западной границы территории до Желтулакского разлома и сменяется по простиранию Становой ПЗ. ВПЗ формировалась циклически. Она включает позднепермские, раннетриасовые, средне-поздне- и позднеюрские вещественные комплексы.

Формирование позднепермских комплексов отражает процесс сопряженной активизации — в ранней перми в Амуро-Охотской СНС и Буреиском массиве внедряются интрузии урушинского, пиканского и ундинского комплексов. Геологические образования вещественного комплекса представлены трахиандезит-трахириолитовой формацией чичаткинского вулканического комплекса и монцонит-гранодиорит-гранитовой — комагматичного амананского комплекса поздней перми. Образования, участвующие в строении структурно-вещественного комплекса, представляют собой вулканоплутонические ассоциации. Формирование комплекса произошло в результате вулканоплутонической деятельности в активизированных подвижных зонах разломов: Бухта-Бурпалинской и Могоча-Сергачинской. В зонах формируются вулканокупольные структуры, которые в современном срезе представлены фрагментами блокового строения с пликативными деформациями отложений на участках, прилегающих к разломам. На западе территории локализуется крупный лополитообразный плутон в «зоне расслоения» архейского основания, полого погружающийся к северо-востоку. В современном срезе он выражен рядом отдельных куполовидных выступов-массивов, образующих сводообразную структуру. По геофизическим материалам она выражается локальной до 7–8 мГал отрицательной гравитационной аномалией (Δg) на фоне региональной положительной гравитационной аномалии (Δg) и магнитной положительной аномалией зонального строения, которая обрамляется по краям локальными отрицательными аномалиями (ΔT). Восточнее комплекс слагает интрузии плито- и гарполитообразной вытянутой в широтном направлении формы, согласной с разломами, контролирующими вулканоплутонические структуры. Разрозненные штоки и небольшие тела гранитоидов амананского комплекса образуют ряд структурных зон к югу от Могоча-Сергачинского разлома. В геофизических полях вулканоплутонические структуры выражаются локальными отрицательными аномалиями (Δg) гравита-

ционного поля и знакопеременными локальными аномалиями (ΔT) магнитного поля, с формами, повторяющими контуры вулканоплутонических массивов.

Раннетриасовый структурно-вещественный комплекс включает набор формаций: трахиандезит-трахириолитовую джиллиндинского и риолит-трахириолитовую десовского вулканических комплексов, а также щелочно-гранитовую комагматичного им нерчуганского плутонического комплекса. Вулканоструктуры контролируются Утени-Среднеурканской и Могоча-Сергачинской зонами разломов северо-восточного простирания. Плутоногенные структуры в основном приурочены к Бухта-Бурпалинской региональной разрывной структуре.

Наиболее распространены средне-, средне-позднеюрские и позднеюрские комплексы. Они представлены плутогенными, плутогенно-вулканогенными и молассоидными образованиями. На западе территории началу интенсивной вулканической деятельности предшествует накопление грубой молассы среднеюрской могочинской свиты и внедрение штоков среднеюрского почикитского комплекса монцонит-гранитовой формации.

Позднеюрские структуры Олекма-Нюкжинской ВПЗ сложены трахиандезит-риолитовой формацией нерчинского ВК в Олекминской подзоне, трахидацит-трахириолитовой – укурейского ВК – в Нюкжинской подзоне и монцонит-гранитовой – амуджиканского ПК, распространенного в обеих подзонах ВПЗ. Структуры выражены тремя типами. Вулкано-тектонические структуры первого типа представлены вулканическими грабен-синклиналями, погребенными под наложенными на них раннемеловыми рифтогенными грабенами; второго – вулкано-тектоническими структурами центрального типа; третьего – плутоническими структурами горст-антиклиналей. В грабен-синклинали, заложенной вдоль Урюмо-Инарогдинского разлома северо-восточного простирания, вулканы слагают в южном борту впадины моноклираль, полого падающую на север под углами $5-20^\circ$ к центру впадины. Вулкано-тектонические структуры центрального типа купольной природы локализованы вдоль зон разломов северо-западного простирания, особенно в местах их пересечения с разломами широтного простирания. Они выражаются в геофизических полях отчетливыми гравитационными минимумами (Δg) и знакопеременным магнитным полем. Характеризуются сложным сочетанием синхронно развивающихся покровных субвулканических и интрузивных фаций. Вулканические покровы разделены купольными поднятиями с пологими (до 30°) углами падения и крутыми в приразломных участках. Плутонические структуры представляют собой массивы порфириовидных гранодиоритов, приуроченных к центральным частям вулканических структур. Контакты массивов погружаются под вмещающие породы рамы и слабо выглаживаются вблизи кровли. Гипабиссальные интрузии амуджиканского комплекса находятся в комагматической связи с вулканиками нерчинского ВК, образуя совместно с ними позднеюрскую вулканоплутоническую ассоциацию. Плутонические структуры контролируются сквозными разломными зонами северо-западного простирания: Уркинской, Омутнинской, Джиллинда-Могочинской, Олекма-Ольдойско-Буриндинской и Джелтулакской. Массивы имеют штоко-, лакколито- и гарполитообразную форму, обычно асим-

метричное строение. Они хорошо выражены в геофизических полях отрицательными локальными гравитационными аномалиями (Δg) и зональным знакопеременным магнитным полем (ΔT).

Становую ПЗ формируют средне-позднеюрские пластообразные интрузии зонального строения диорит-гранитовой формации тындинско-баранского комплекса, полого погружающиеся в северных румбах.

Позднеюрско-раннемеловые структуры представлены впадинами асимметричного строения, приуроченными к краевым швам Сибирской платформы и Буреинского массива, наиболее крупные из которых Холоджиканская, Мадаланская и Стрелкинская. Впадины выполнены отложениями континентальной молассы и осложнены в краевых частях зонами меланжирования. Наиболее изучена Холоджиканская. Она с северо-запада ограничена Северо-Турунгрским, с юго-востока Алгакан-Доптуган-Калтагайским сдвиго-надвиговыми нарушениями. В ее структуре выделяются синклинали и антиклинальные складки, оси которых повторяют изгибы обрамляющих впадину разломов. Характер складчатости напряженный. Падение слоев изменяется от $5-10$ до 90° . Местами появляются запрокинутые складки. Падение отдельных горизонтов выдерживается на значительном расстоянии. Замков складок и складок типа флексур нигде не отмечалось. Антиклинальная складка устанавливается в южном обрамлении впадины. В районе пади Глубокая намечается ее ядро, осложненное разрывными нарушениями и клиновидным выходом глубокинской свиты. В северном крыле антиклинали породы залегают с хорошо выраженным базальным горизонтом, падающим под углом $65-80^\circ$ в северных румбах. В южном крыле, сильно нарушенном, просматривается поворот на северо-запад. В краевой северо-западной части Доптуганской синклинали выделяется зона меланжа с обломками порфировых пород субвулканического типа и дайками гранит-порфиров и габбро-диабазов. Зона полого ($5-10^\circ$) падает на северо-запад.

Меловые структуры в пределах Алдано-Станового щита представлены Сутамским, Бомнакским, Нюкжинским и Тунгирским ареалами.

Сутамский ареал локализован в зоне Станового структурного шва и в прилегающих зонах повышенной проницаемости Алдано-Станового щита. Его нижняя часть сложена нижнемеловыми молассоидными отложениями нагорненской свиты. Верхняя – сэгангринским вулканическим комплексом андезит-риолитовой формации, с которыми ассоциируют малые тела и дайки джелндаканского комплекса гранодиорит-монцонит-сиенитовой формации.

В Бомнакском ареале одноименный ВК трахиандезит-трахириолитовой формации локализован в узлах пересечения зон глубинных разломов северо-западного и северо-восточного простираний: Пригилюнского и Лукиндинского, Урюмо-Инарогдинского и Хорогочинского соответственно. Малые тела токсско-сивакаского комплекса габбро-гранодиорит-гранитовой формации образуют с ВК единую вулкано-плутоническую ассоциацию. В структурном плане они приурочены к разломам северо-западного простирания.

Нюкжинский ареал приурочен к узлу пересечения Урюмо-Инарогдинского и Хорогочинского разломов. Он сложен осадочно-вулканогенными

формациями озерной толщи, нижняя часть которой представлена молас-соидными отложениями, верхняя — вулканитами.

Тунгирский ареал представлен отложениями инегирской и тургинской нерасчлененных серий, заполняющими протяженные линейные впадины грабен-синклинального типа, наиболее крупные из которых Тунгирская, Ненюгинская и Лопчинская. Магматические структуры образованы штоками и neckами трахириолитов и трахиандезитобазальтов инегирского комплекса.

Впадины трассируют глубинные разломы — Тунгиро-Моготский и Северо-Тукурингский. По Олекма-Ольдойско-Буриндинскому разлому северо-западного простирания Лопчинская впадина смещена к северу относительно Ненюгинской. Впадины характеризуются асимметричным строением и осложнены блоковыми структурами. Они выполнены континентальной угленосной молассой и контрастной трахибазальт-трахириолитовой формацией. Залегание пластов центриклинальное под углами 10–25°. В прибортовых частях, вблизи ограничивающих разломов, породы наклонены более круто — под углами 40–50°. На отдельных участках отмечается несогласное налегание нижнемеловых структур на породы фундамента. Мощность отложений увеличивается в поперечных опусканиях. Колебание мощности отложений сопровождается их фациальной изменчивостью. Это связано с конседиментационными блоковыми перемещениями фундамента. В геофизических полях описываемые впадины выражаются гравитационными минимумами различной интенсивности (Δg) в зависимости от мощности выполняющих ее отложений. Максимальной мощностью обладают отложения, выполняющие Ненюгинскую впадину. В магнитном поле они выражаются отрицательными значениями (ΔT). Локальные аномалии магнитного поля характеризуются недифференцированным строением.

Магматогенные структуры контролируются системами разломов северного простирания и, по-видимому, представляют собой корни вулканических построек.

На все структуры наложены ареалы даек олекмо-станового комплекса.

Амурская область активизации

В Буреинском массиве расположены Онон-Газимуровский и Верхнеамурский наложенные прогибы, Аргуно-Газимурская и Верхнеамурская ПСЗ, отложения которых слагают триасово-юрский структурный этаж. В строении этажа выделяются верхнетриасовый, ниже-среднеюрский и средне-верхнеюрский подэтажи.

Верхнетриасовый и ниже-среднеюрский подэтажи сложены вещественными комплексами, состав которых указывает на условия дифференцированного погружения территории.

В строении Верхнеамурского прогиба принимает участие комплекс морских и континентальных осадков следующих формаций: конгломератово-песчаниково-алевролитовой — огонской и ульдугичинской свит, алевролитово-песчаниково-аргиллитовой — горбуновской свиты верхнего триаса; конгломератово-песчаниково-алевролитовой — японской свиты, туфогенно-терригенной ковалинской свиты нижней юры и флишоидной

сковородинской свиты нижней—средней юры, терригенной — мангалейской свиты нижней и средней юры; туфогенно-терригенной — тымагерской свиты, терригенно-карбонатной — булейской и цангинской свит средней юры.

Структуры верхнетриасового этажа обнажаются в центральной части Верхнеамурского прогиба и вдоль его северной границы. Они наложены на каледонский и герцинский структурные этажи и представляют собой фрагменты серий сопряженных синклиналей и антиклиналей. Конфигурация складчатых структур обусловлена мозаикой разломов. Их оси полого погружаются на северо-восток.

Нижне-среднеюрский структурный подэтаж отражает прогибание в Онон-Газимуровском и Верхнеамурском прогибах. Последний наложен на юго-восточную часть Ольдойского прогиба, выполненного силур-девон-карбоновыми отложениями. Кульминацией прогибания стала тоар-ааленская трансгрессия моря, в результате которой сформировался Стрелкинский прогиб, наложенный на герциниды Амуро-Охотской СНС и обособившийся после байос-батской регрессии. Структуры подэтажа в Верхнеамурском прогибе представлены крупными, протяженными (до 100 км) асимметричными синклиналями, разделенными куполовидными антиклиналями. Простираение синклиналей восток-северо-восточное. Оси и шарниры ундулируют. Падение пород в северо-западных крыльях составляет 55–70°, в юго-восточных не превышает 25°. Отмечается [289, 657] совпадение простираения синклинали северной части прогиба с простираением тектонического шва между байкалидами и герцинидами. Влиянием шва объясняется высокий эпигенез юрских пород. Вблизи тектонических разрывов наблюдается запрокидывание складок, осложнение их складчатыми структурами более высоких порядков с амплитудой 30–50 м, углами падения крыльев 60–85° [389]. Зеркало складчатости полого погружается параллельно падению плоскостей сместителей разломов, и отмечается метаморфизм низких ступеней зеленосланцевой фации.

В Онон-Газимуровском прогибе в строении подэтажа принимают участие образования терригенной формации верхнегазимурской свиты. Они слагают мульду на левобережье р. Уров и с резким несогласием перекрывают герцинский структурный этаж. Мульда слабо вытянута в восток-северо-восточном направлении и с юго-запада срезается Урово-Газимурским разломом. Погружение пород на крыльях мульды пологое и составляет 15–20°. Наиболее крутые углы падения отмечаются в юго-западной ее части, что вероятно связано с влиянием Урово-Газимурского разлома. На левобережье р. Газимур, водоразделе рек Асимун Газимурская—Кутя прибрежно-морские отложения верхнегазимурской свиты выполняют две крупные синклинальные складки субширотного простираения шириной до 20 км. Падение пород на крыльях резко меняется даже на небольших расстояниях (от 10 до 60–80°), что свидетельствует об интенсивной изоклиальной складчатости в запрокинутых крыльях пликтивных структур.

Средне-верхнеюрский подэтаж представлен осадочными и магматическими формациями Аргуно-Газимурской и Верхнеамурской ПСЗ. Осадочные формации развиты в Верхнеамурском прогибе и фрагментах прогибов на западе территории. Терригенные отложения осежинской и толбузинской свит находятся в юго-восточной части Верхнеамурского прогиба. Их

накопление связано, вероятно, с медленной миграцией морского бассейна на восток—юго-восток.

В Аргуно-Газимурской ПСЗ средне-позднеюрские магматические комплексы представлены интрузиями монцонит-гранитовой формации шахтаминского комплекса (штоки), развитыми в юго-западной части территории, и анатектических гранитоидов борщовочного комплекса Аникинского массива и его обрамления. Аникинский массив представляет собой мигматит-плутон размером 35×15 км, вытянутый в субширотном—северо-восточном направлении. В гравитационном поле массив выражен слабым локальным минимумом «платообразной» формы, что позволяет высказать предположение о пластинообразной морфологии массива мощностью порядка 1–1,5 км. Для массива характерно широкое развитие в кровле пологопадающих пластинообразных тел аплитов и пегматоидных гранитов, с которыми ассоциируют поля пегматитов, благоприятные для поисков камнесамоцветного и редкометалльного оруденения. Вулканогенно-осадочные отложения верхнеюрской ундино-даинской серии выполняют фрагменты выклинивающихся к востоку впадин. В структурном плане они относятся к вулканическим грабен-синклиналям. Интрузии позднеюрского кукульбейского комплекса гранитовой формации контролируются зоной Уровско-Газимуровского разлома.

На южном окончании зоны Олекма-Ольдойско-Буриндинского разлома, контролирующего размещение Хайктинского плутона, и в зоне Магдагачинского разлома в пределах Верхнеамурской ПСЗ локализованы интрузии позднеюрского магдагачинского комплекса гранит-граносиенитовой формации.

Меловой структурный этаж сложен вещественными комплексами Аргунского и Умлекано-Орловского ареалов.

Аргунский ареал сложен в основном магматогенными структурами — дайкообразными и пластовыми интрузиями габбро и штоками, гарполитами, дайками гранитоидов тымагерского комплекса, образующими магматогенные зоны. Интрузии вне зон большей частью не вскрыты, но хорошо выражены полями ороговикования и локальными аномалиями гравитационного поля (Δg). Интрузии контролируются разломами близширотного и северо-восточного простирания. Моласса тургинской свиты развита ограниченно. Один наибольший ее выход наблюдается вблизи западной рамки листа.

Плутонические структуры контролируются сквозными разломными зонами северо-западного простирания: Уркинской, Омутнинской и Олекма-Ольдойско-Буриндинской. Массивы имеют штоко-, лакколито- и гарполитообразную форму, обычно асимметричное строение. Они хорошо выражены в геофизических полях отрицательными локальными гравитационными аномалиями (Δg) и зональным знакопеременным магнитным полем (ΔT).

Умлекано-Орловский ареал сформирован в четыре этапа. На первом этапе в приразломных впадинах накапливалась моласса перемыкинской и крестовкинской свит. Фрагменты перемыкинской свиты наблюдаются в зоне Ямнинского глубинного разлома. Отложения залегают на терригенной лимнической молассе толбузинской свиты, иногда содержащей прослой и пласты каменных углей. Складки нормальные, широкие, с пологи-

ми (5–25°) падениями крыльев. В зонах крупных разломов они осложнены линейными гребневидными складками более мелкого порядка с крутыми (45–80°) падениями крыльев. Крестовкинская свита приурочена к Южно-Тукурингскому разлому. Для нее фундаментом служат палеозойские отложения. Породы залегают субгоризонтально, с мелкой локальной деформацией слоев вблизи разломов.

На втором этапе формируются гранитоидные массивы верхнеамурского комплекса гранодиорит-гранитовой формации. Они образуют пояс северо-западного простирания. По гравимагнитометрическим данным, мощность лакколитообразных тел комплекса обычно не превышает 2–3 км, достигая 5 км и более только в корневых частях Игакского и Ольгинского массивов. Выпуклая форма кровли массивов обуславливает развитие в обрамлении Гонжинского выступа дугообразно-кольцевых разрывных систем.

Среди вулканогенных образований третьего этапа выделены две ассоциации, сменяющие друг друга по времени: раннемеловая (талданский и керакский ВК) и позднемеловая (галькинский ВК). Раннемеловая ассоциация представлена андезитовой и андезит-дацитовой формациями, а позднемеловая – трахибазальт-трахириолитовой. Плутоническая ассоциация представлена габбро-гранодиорит-гранитовой формацией гипабиссального буриндинского комплекса. Вулканоструктуры тяготеют к узлам пересечения разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простирания, сохраняя общий северо-восточный план размещения. Позднемеловые вулканы наследуют структурный план предшествующей ассоциации. Покровы галькинского комплекса трахибазальт-трахириолитовой формации субгоризонтальные, субвулканические тела преимущественно крутопадающие (45–90°).

Осадочно-вулканогенные образования моховской толщи относятся к трахиандезит-трахибазальтовой формации и характеризуются повышенной щелочностью. Их формирование отражает четвертый, рифтогенный этап развития территории. Вулканоструктуры локализованы в зонах шовных структур близширотного простирания.

СТРУКТУРЫ МОЛОДОЙ ПЛАТФОРМЫ

Платформенный чехол молодой платформы Уруша-Ольдойской, Урканской и других впадин представлен глинисто-алевритовой угленосной лимнической формацией кивдинской и бузулинской свит, перекрытых отложениями амуро-зейской серии каолинитово-песчаной формации, залегающими, в целом, горизонтально.

Неотектонические структуры

На неотектонической стадии территория листа вовлекается в общее дифференцированное воздымание с ускоренным развитием рифтогенных впадин. Большая часть территории с конца палеогена до настоящего времени продолжает развиваться как сводовая область, наследуя с раннемелового

вого этапа границы локальных сводов, совпадающих с современными хребтами, системами хребтов и впадин с холмистыми формами рельефа. Рифтогенный тектогенез проявился в конце среднего миоцена активизацией сдвига-раздвиги-сбросовых дислокаций по системе северо-восточных и близширотных разрывных нарушений, сейсмически активных и в настоящее время. В результате блоковых тектонических движений в грабенообразных рифтогенных впадинах палеогеновые и неогеновые отложения перекрыты плиоцен-эоплейстоценовой белогорской свитой, закладываются долины крупных водотоков и начинается формирование комплекса речных террас на фоне непрекращающихся восходящих вертикальных движений. Активность разломов северо-восточной ориентировки, на юге территории выражается смещением слоев четвертичных отложений на расстояние первые метры, редко первые десятки метров в террасовых и долинных комплексах р. Амур.

Разрывные структуры

Разрывные нарушения, развитые в районе, оказали существенное влияние на размещение блоковых, складчатых, магматических структур и их эволюцию. По своему рангу они подразделяются на главные и второстепенные. К главным разрывным нарушениям относятся древние (докембрийские и палеозойские) разломы, разграничивающие главные структуры региона – системы блоков, их сегменты и структурно-формационные зоны. Это разломы, образующие протяженные зоны субширотной ориентировки: Становую, Урюмо-Инарогдинскую, Бухта-Бурпалинскую, Могоча-Сергачинскую, Северо-Тукурингскую, Южно-Тукурингскую и др., и северо-западной – Уркинскую, Омутнинскую, Олекма-Ольдойско-Бурпалинскую, Желтулакскую, Хорогочинскую, Пригилюйскую и др. 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 складчатых областей. Возраст заложения древних разломов определяется по комплексу геологических данных.

По геофизическим данным все разрывные нарушения подразделяются на три основные группы. Первая группа объединяет разломы, проявляющиеся со смещениями по границе Мохоровичича («надмантийные») – Становой, Северо-Тукурингский, Могоча-Сергачинский. Вторая группа – проявляющиеся со смещениями по поверхности протобазальтового слоя («надбазитовые») Желинда-Могочинский, Желтулакский, Южно-Тукурингский, Урюмо-Инарогдинский. Третья группа – разломы, проявляющиеся со смещениями по вышележащим поверхностям слоев коры – диорит-метаморфического, гранитно-осадочного («коровых») – Бухта-Бурпалинский, Алгакан-Доптуган-Калтагайский, Уруша-Ольдойский и др. Прочие многочисленные нарушения проявляются по контактной поверхности эффузивно-осадочного слоя и подстилающего его гранитного слоя относятся к коровым локальным разломам. «Надмантийные» региональные разломы, выраженные региональными гравитационными ступенями,

ограничивают крупнейшие структурные элементы региона, различающиеся строением поверхности Мохоровичича. Вертикальные амплитуды смещений поверхности Мохо по этим разломам изменяются от 1–2 до 6 км [266]. Эти разломы проявляются на дневной поверхности резкими уступами в современном рельефе. Вдоль разломов локализуются протяженные интрузии базитов, близкие по своим характеристикам к офиолитовым комплексам, и интрузии гранитоидов, связанных с многократной активизацией. Это обстоятельство следует рассматривать как доказательство «долгоживучести» большинства из рассматриваемых глубинных разломов (в течение обозримой геологической истории от рифея до кайнозоя). Глубина проникновения «надмантийных» глубинных разломов в толщу литосферы порядка 38–40 км [266].

«Надбазитовые» разломы разделяются на два типа: продольные – Южно-Тукурингский, Урюмо-Инарогдинский, Урюмкано-Газимурский и трансформные – Джалинда-Могочинский, Желтулакский. Продольные «надбазитовые» разломы фиксируют внешние границы мегаблоков и простираются параллельно их границам. Трансформные разломы смещают отдельные блоки протобазальтового слоя. Глубина их проникновения в толщу земной коры не превышает 14–18 км [266].

«Коровые» разрывные нарушения объединяют широкую группу разломов региона. В современном срезе они фиксируют контакты между протерозойскими метаморфическими и палеозойскими осадочными образованиями, между гранитоидами позднего палеозоя и мезозоя. Глубина проникновения разломов в толщу земной коры не превышает 5–6 км.

Преобладающая система ориентировки разломов всех рангов диагональная – северо-восточная – близширотная и северо-западная. Диагональная система имеет древнейшее заложение (учитывая особенности тектоники позднего протерозоя) и оказывает влияние на тектонический план региона на протяжении всей его последующей истории. Разломы северо-западного простирания играют роль трансформных нарушений или тектонических порогов. Они являются зонами ограничения сегментов генеральных структур северо-восточного и субширотного простирания, а также сегментов коры – литосферных блоков, как Джалинда-Могочинский и Желтулакский разломы. Эти нарушения надежно выделяются по геофизическим данным, либо градиентными зонами гравитационных аномалий, совмещенных с линейными положительными аномалиями магнитного поля (ΔT), либо интенсивными деформациями геофизических аномалий.

Зоны долгоживущих разломов представляют собой, как правило, системы тектонических пластин, линз, в пределах которых наблюдается рассланцевание, смятие, метаморфизм, милонитизация, меланжирование, брекчирование пород. В зоне Желтулакского разлома породы раннего докембрия преобразуются в очковые гнейсы, диафориты. Аналогичные образования отмечаются в зонах Станового, Гонамского, Урюмо-Инарогдинского, Северо-Тукурингского и Утаканского разломов. Расшифровка геологической истории и морфологии зон разломов очень сложна. В настоящее время выделяются следующие типы нарушений. Надвигом является Становой разлом, взбросо-надвигом с левосторонним сдвигом – Северо-Тукурингский, сбросо-сдвигом – Желтулакский. Сбросо-сдвиговая природа

нарушений типична для отдельных кулис Джилинда-Могочинской зоны разломов, а для Алгакан-Доптуган-Калтагайского разлома характерны признаки сдвига-надвиговой природы. Выделение взбросо-надвигов, раздвигов и сбросов, «шиар»-зон эпохи мезозойской активизации, характерных для структур Витимо-Олекминской и Восточно-Забайкальской систем, достаточно обосновано многими работами. Морфология этих разломов подтверждается особенностями деформаций, связанных с образованием впадин забайкальского типа и горст-антиклинальных поднятий.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Сведения о глубинном строении территории листа N-51 приводятся по данным нескольких источников. Во-первых, это результаты выполненной интерпретации поля силы тяжести и, в меньшей степени, магнитного поля; во-вторых, данные по сейсмическим профилям ГСЗ и МОВЗ-ГСЗ, пересекающим территорию листа; в-третьих, некоторые опубликованные материалы о глубинном строении Верхнего Приамурья.

Изученность территории листа методами гравиметрии и магнитометрии вполне удовлетворительная, для него созданы цифровые компьютерные модели карт полей силы тяжести и магнитного фактически в масштабе 1 : 200 000 с последующей сводкой в масштаб 1 : 1 000 000.

Площадь листа пересекается тремя глубинными сейсмическими профилями. Один из них, профиль МОВЗ Джалинда–Улу был сделан в середине 1960-х годов. Он пересекает весь лист с юга на север вдоль АЯМа. Два других профиля МОВЗ–ГСЗ: г. Тында–пос. Амурзет и фрагмент профиля «Базальт» г. Рубцовск–мыс Невельского сделаны в 1990-е годы. К сожалению, последний профиль протягивается в субширотном направлении, параллельно основным геологическим границам и разломам и с этой точки зрения его информативность снижена. 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 прошлого столетия, в той или иной мере занимались многие специалисты: Э. Н. Лишневский, Ю. Ф. Малышев, Г. В. Менакер, В. В. Пуринг, Э. Л. Рейнлиб, Н. П. Романовский, В. А. Торопанов, И. И. Шапочка. При рассмотрении глубинного строения листа мы в определенной мере анализировали построения данных авторов и частично использовали полученные ими карты и выводы. В первую очередь это касается характеристики глубинных слоев литосферы и астеносферы.

Глубинное строение территории листа N-51 представлено на ряде разномасштабных схем. Большая часть из них, характеризующих глубинные слои литосферы и астеносферы, приведена на рис. 3. Основная схема, определяющая глубинные особенности верхней части земной коры, представлена в масштабе 1 : 2 500 000 и помещена в зарамочном пространстве геологической карты.

Особенности глубинного строения рассматриваемой территории определяются сочленением здесь южной оконечности Северо-Азиатского кратона,

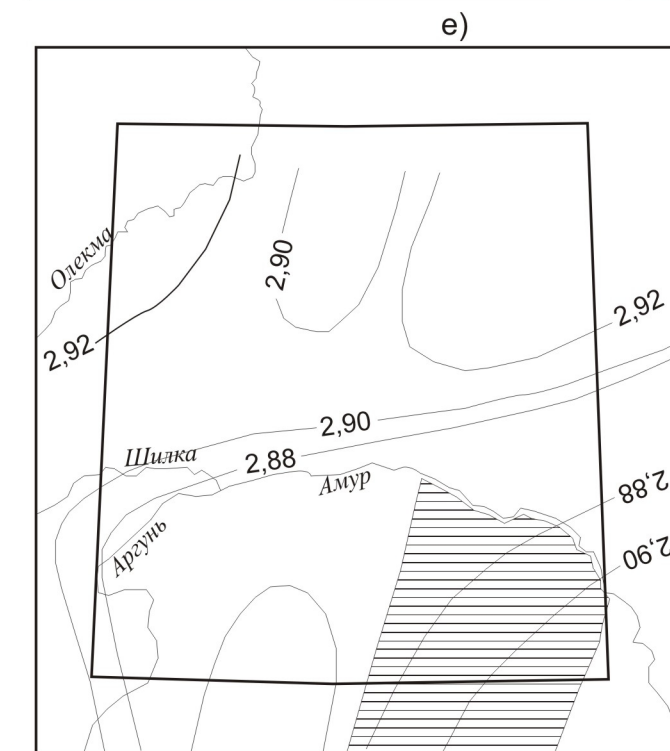
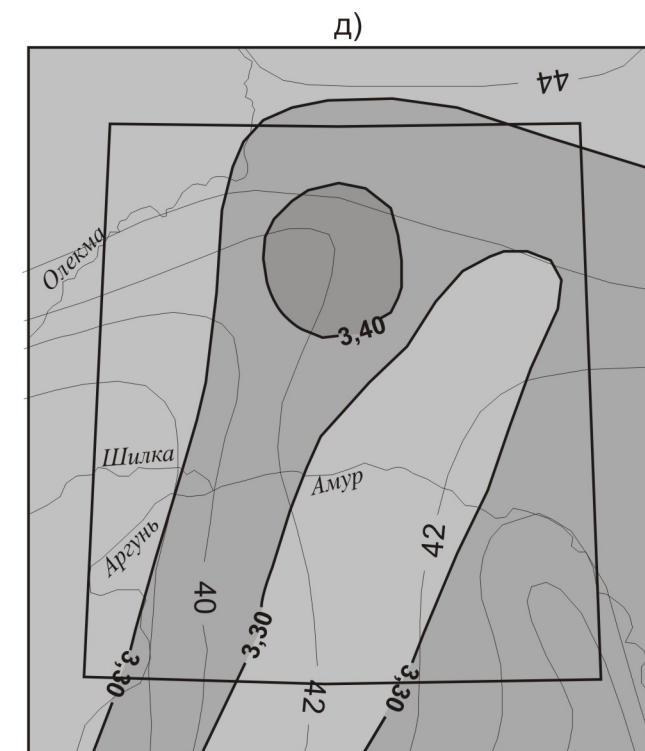
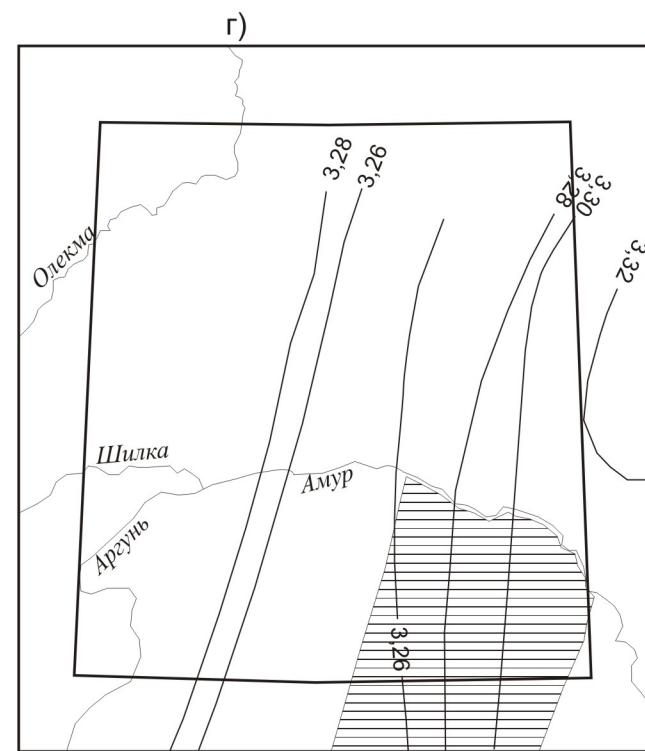
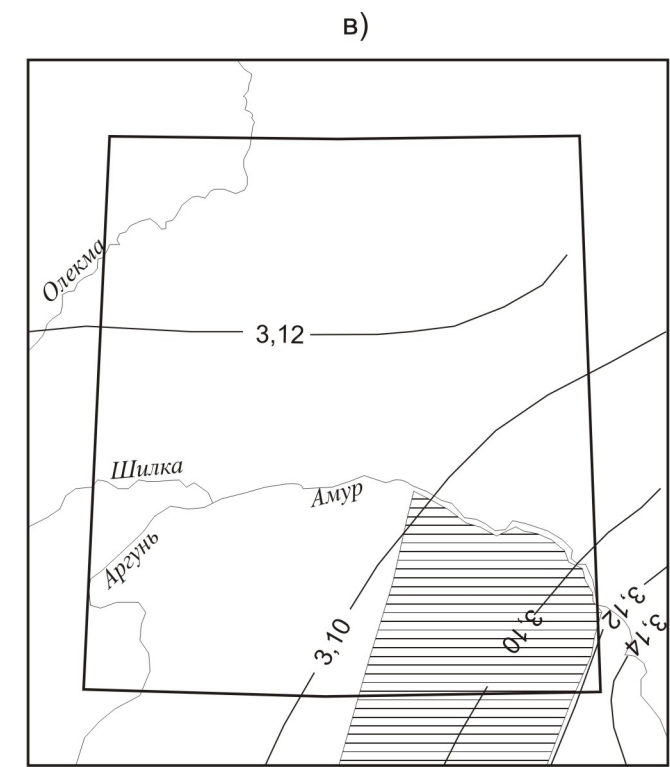
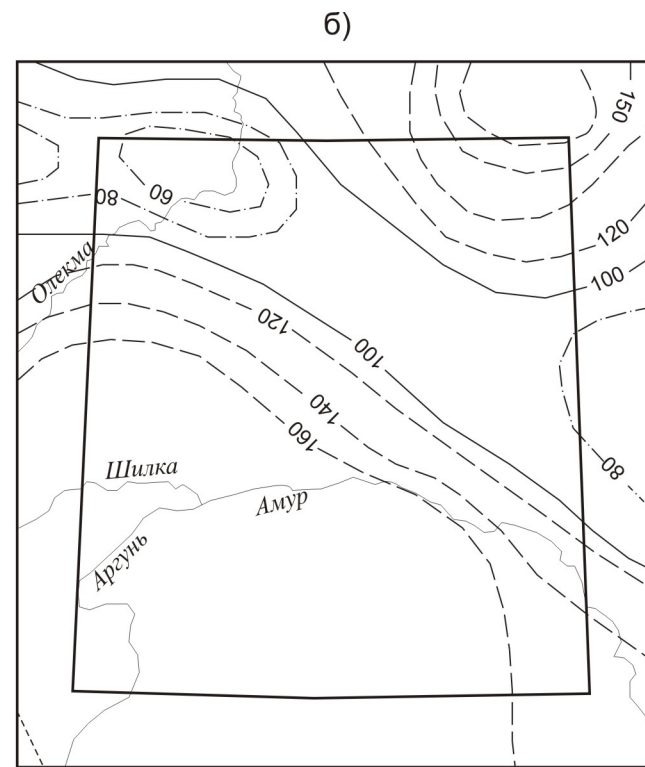
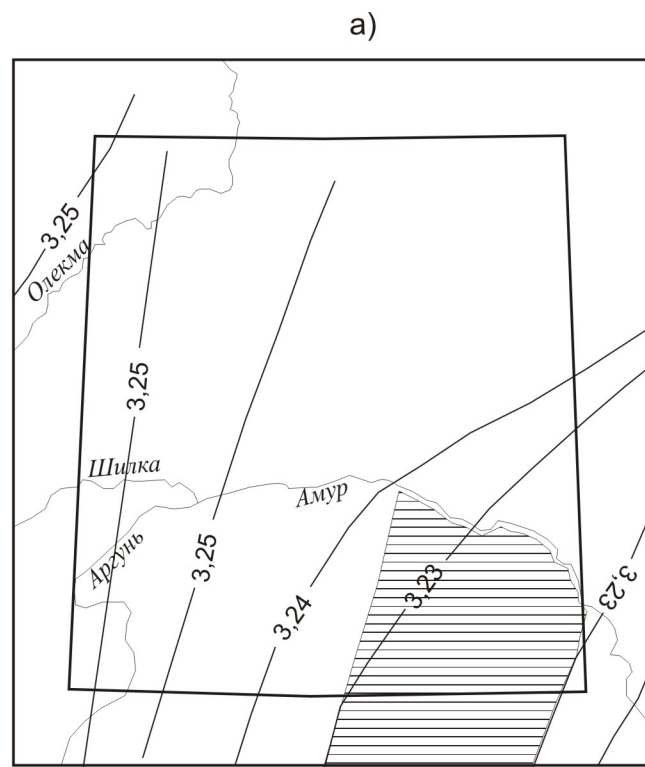
нескольких микроконтинентов и ряда фанерозойских орогенных поясов, частично скрытых под мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом.

Территория листа характеризуется контрастным изменением мощности литосферы [272]. В северной части листа по многим данным выделяется узкий гребневидный выступ астеносферы (рис. 3), над которым мощность литосферы сокращена до 60–100 км. Он имеет северо-западную ориентировку и окружен с севера и юга блоками с мощностью литосферы 100–160 км. Границы между литосферными блоками резкие, перепады по мощности составляют 80 км и более. Узкий выступ астеносферы продолжается в субширотном направлении и далее за пределы листа, как на запад, так и на восток. Северный блок повышенной мощности отвечает Алданскому щиту, южный включает Становую СБ, Западно-Становую СБ и Буреинский массив.

Мощность земной коры меняется в пределах 38–44 км. Максимальная мощность (44 км и, возможно, более) характерна для северной части листа и наблюдается под Становым вулcano-плутоническим поясом (ВПП) и далее на север под Алданским щитом. Минимальная мощность земной коры (38 км и, возможно, менее) наблюдается в юго-западной части листа, в пределах Аргунского блока. В целом можно отметить тенденцию сокращения мощности земной коры под Буреинским массивом и Амуро-Охотской СНС в сравнении со Алдано-Становым щитом. При этом изменение мощности коры здесь наблюдается в широтном направлении, что определяется, очевидно, разломами северо-восточного и субмеридионального направления, и достигает максимума под Верхнеамурским прогибом. В пределах Алдано-Станового щита тренд изменения мощности земной коры имеет меридиональную ориентировку.

Плотность на поверхности мантии в целом для территории листа повышена, более чем для половины его площади она составляет $3,30 \text{ г/см}^3$ и на отдельных участках более $3,40 \text{ г/см}^3$. Наиболее контрастно плотность уменьшается вблизи северной границы листа, составляя под Алданским щитом $3,20 \text{ г/см}^3$ и менее. Наряду с меридиональным трендом изменения плотности здесь намечаются петроплотностные границы в мантии и северо-восточной ориентировки, отражающие процессы дифференциации вещества в зоне влияния Тихоокеанской активной континентальной окраины.

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 ансамблем геологических тел, сформированным на заключительных этапах геологического развития территории, а именно в процессе и после коллизии южной оконечности Северо-Азиатского кратона и Амурского супертеррейна. При этом определяющим для петрофизической дифференциации земной коры явились процессы постколлизионного магматизма, рифтогенеза, осадконакопления. Физические неоднородности верхней части земной коры, находящиеся отражение в геофизических полях и в первую очередь в поле силы тяжести, достаточно устойчиво определяются объемным сочетанием и взаиморасположением метаморфических и магматических (гранитоидных и базитовых) тел, их преимущественным распространением в разрезе до глубин 8–10 км.



- а) Распределение средней плотности астеносферы
- б) Карта изобахит (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

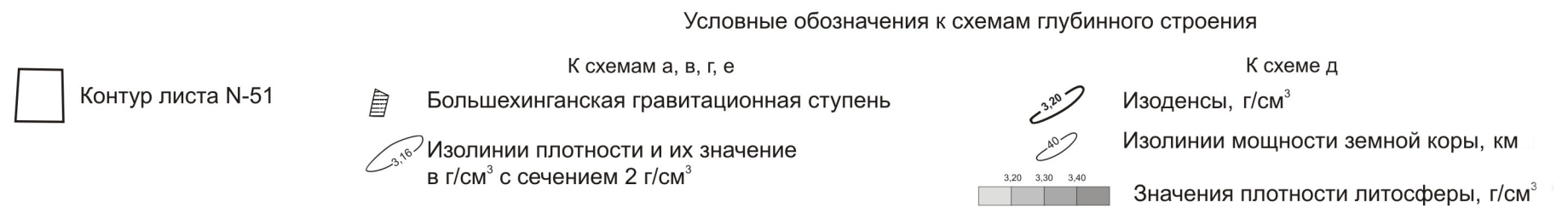


Рис. 3. Комплект схем глубинного строения территории листа N-51 [по «Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов»].

Достаточно отчетливо видно, что с этой точки зрения территория листа делится на ряд крупных блоков (областей).

Что касается Становой СБ, то наиболее плотные блоки отвечают преимущественному развитию нижеархейских гранулитовых комплексов, в минимальной степени затронутых проявлением разновозрастного и, в первую очередь, мезозойского гранитоидного магматизма. Этот тип коры характерен для восточной и северо-восточной частей листа. Западная часть листа характеризуется иным типом коры, с пониженной плотностью, что определяется интенсивным проявлением здесь палеозойского и мезозойского магматизма. Полная переработка верхней части коры этим процессом, приведшим к возникновению крупных гранитоидных интрузий и серий вулканотектонических структур, определяет специфику этого блока и отличие его от остальной территории листа. Аналогичный тип коры отмечается и в субширотной полосе в крайней северо-восточной части листа, что отвечает в целом Становому вулканоплутоническому поясу. Также отмечаются и блоки с промежуточной плотностью верхней части земной коры.

В целом отмечается довольно отчетливая тенденция уменьшения плотности верхней части коры и, соответственно, уменьшения масштаба проявления мезозойского гранитоидного магматизма с запада на восток.

При этом строение «гранитоидных» блоков неоднородно. С одной стороны в их пределах выделяются системы локальных минимумов поля силы тяжести, связанных с центральными, корневыми частями гранитоидных интрузий, с другой стороны имеют место системы сближенных блоков высокой плотности — останцов метаморфического субстрата или базитовые интрузии. Вертикальная мощность и тех и других невелика и не превышает первые километры.

Расположенная южнее Амуро-Охотская СНС подчеркивается в первую очередь серией положительных линейных аномалий поля силы тяжести и зоной его интенсивного горизонтального градиента. Положительные аномалии связаны с базитовыми интрузиями, а зона градиента отражает, возможно, Северо-Тукурингский разлом, как границу между более плотными блоками массива и значительно более разуплотненными блоками Становой СБ. Другой его 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 полосой общей деструкции земной коры, развитой до больших глубин.

Состав консолидированной коры Буреинского массива также в значительной степени определяется соотношением метаморфических и гранитоидных образований. В данном случае не представляется возможным достаточно определенно указать возрастную диапозон гранитоидных интрузий. Очевидно, значительную роль в данном случае играют палеозойские магматические комплексы. На этом фоне выделяется ряд позднемезозойских гранитоидных интрузий, развитых вдоль южной оконечности массива и характеризующихся интенсивными минимумами поля силы тяжести. В частности, достаточно крупная интрузия выделяется под Гонжинским вы-

ступом фундамента, по данным моделирования мощность метаморфических пород здесь не превышает 1–1,5 км.

На южном окончании российской части листа выделяется фрагмент субширотной Ольдой-Селемджинской гравитационной ступени, рассматриваемой нами как глубинный разлом. Плотность земной коры к югу от него еще более увеличивается, однако это связано скорее всего с ее нижней частью и отражает базификацию данного горизонта под воздействием расположенного южнее (под Амуро-Зейским осадочным бассейном и впадиной Сунляя) крупного мантийного диапира. При этом данная зона повышенного горизонтального градиента поля силы тяжести контролирует в значительной степени и Умлекано-Орловский ареал.

Разломная тектоника, выделяемая по линейным элементам геофизических полей, в пределах листа представлена серией разломов субширотной ориентировки, три из которых можно рассматривать в качестве глубинных (перепад поля силы тяжести при переходе через них составляет 20–40 мГал и позволяет предполагать их развитие до границы Мохо) и сериями протяженных разломов северо-западной и северо-восточной ориентировки, пересекающих верхнюю часть земной коры. Их максимальную глубину можно определить в 8–10 км, что подтверждается сейсмическими данными. Большая часть этих разломов в той или иной мере контролирует границы выделяемых блоков, гранитоидные интрузии.

Таким образом, имеющиеся особенности глубинного строения территории листа N-51, структура литосферы, земной коры и их физические параметры в значительной степени определены палеозойскими и мезозойскими геологическими процессами, постколлизийным и внутриплитным магматизмом. Имеющаяся статическая модель глубинного строения в определенной мере генерализована за счет исключения неоднородностей самой верхней части земной коры и не ориентировалась в этом масштабе на выделение всех геологических тел, находящихся отражение в физических полях. Приведенные материалы в большей степени определяют тот глубинный фон, который необходим для более детального анализа структуры локальных площадей или при составлении более крупномасштабных схем.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа в геоморфологическом отношении имеет разнообразное строение (рис. 4). Главные орографические единицы района – хребты Становой, Черского, Тунгирский, Черомный, Зап. Люндор, Урушинский, Желтулинский Становик, Чернышева, Олекминский Становик, Шилкинский, Борщовочный, Газимурский, Янкан-Тукурингра. Максимальные высотные отметки приурочены к Становому хребту (1620 м).

Согласно геоморфологическому районированию, в пределах территории выделяются четыре геоморфологические области: Олекминская (Центральное Забайкалье), Восточно-Забайкальская (Юго-Восточное Забайкалье) горные области, Верхнеамурские равнины и низкогорья, Тындинское нагорье [414, 642].

Олекминская область охватывает северо-западную часть территории. Рельеф характеризуется чередованием горных хребтов и внутригорных впадин, вытянутых в северо-восточном и север-северо-восточном направлениях. Наряду со средними по высоте и низкими водораздельными хребтами и горными грядами с нечетко очерченными контурами и преобладанием пологих склонов распространены высокие хребты: Тунгирский, Черомный, Дыриндинский и др. Все хребты в основном полого- и плосковершинные с широко развитыми на них остатками мел-палеогеновой поверхности выравнивания. В центре Олекминской горной области отчетливо выражена овальная морфоструктура, соответствующая Могочинскому выступу.

Восточно-Забайкальская горная область, расположенная на юго-западе территории, характеризуется развитием среднегорного рельефа с хребтами северо-восточного простирания [130]. Наиболее значительными элементами рельефа здесь являются хребты Борщовочный, Газимурский, Урюмканский, разделенные долинами Шилки, Газимура, Будюмкана и Урюмкана. Хребты имеют уплощенные и пологовершинные поверхности с широко развитыми остатками мел-палеогеновой денудационной поверхности и абс. высотами 1600–1200 м. Относительные превышения составляют здесь 300–400 м. Долины основных рек приурочены к узким впадинам с развитыми в них педиментами. В отличие от Олекминской горной области рельеф имеет здесь четкую морфологическую выраженность. Хребты ограничены крутыми прямолинейными тектонически предопределенными склонами и представляют собой узкие неотектонические горсты, наследующие северо-восточные протерозойские и палеозойские складчатые структуры. Это район умеренных и слабых новейших движений.

Верхнеамурские равнины и низкогорья расположены в южной части территории. Северная граница этой геоморфологической области проходит вдоль долины Шилки, по северным склонам Уруша-Ольдойской и Урканских впадин. Рельеф представляет собой сложное сочетание участков низкогорных массивов высотой 700—800 м с полями высоких и низких (508—423 м) денудационных равнин — остатками мел-палеогеновой денудационной поверхности. Полоса низких, в основном аккумулятивных равнин расположена вдоль северной границы области во внутригорных впадинах. Это часто заболоченные выровненные пространства, дренируемые притоками Уркана, Бол. Мадалана, Янкана. Ее северная часть соответствует Ольдойскому прогибу с системой палеозойских складчатых структур субширотного простирания, отчетливо выраженных в рельефе простиранием и конфигурацией контуров низкогорных массивов и денудационных равнин. Южная окраина этой области принадлежит к Верхнеамурскому мезозойскому прогибу с системой пликативных структур субширотного простирания, также отчетливо отраженных в простирании основных элементов рельефа. В пределах Гонжинского выступа, сложенного архейскими и протерозойскими метаморфическими породами с разновозрастными интрузиями, отчетливо картируется изометрическая морфоструктура. Неотектонические блоковые структуры здесь не соответствуют древнему структурному плану. Они имеют меридиональное простирание и контролируются разломами такого же направления. Эта «клавишная» система мелких блоков с неодинаковыми амплитудами поднятий.

Тындинское нагорье — геоморфологическая область, представляющая собой юго-западную окраину Алдано-Становой геоморфологической провинции [279]. На севере оно ограничено отрогами Станового хребта, его западная граница проходит по долине Нюкжи, на юге оно оконтурено долинами рек Бол. и Мал. Мадалан и верховьями левых притоков Амура. Рельеф этой части территории подчинен системе блоковых структур в основном северо-западного простирания (хр. Чернышева, северо-западная оконечность хр. Тукурингра, долины рек Гилюй, Уркан и др.). Восточной ветвью смыкаются с ними хребты, впадины и долины субширотного и северо-восточного направления — хр. Урушинский, юго-западная часть хр. Янкан, долина левой составляющей р. Ольдой, и др. Эти плавносочетающиеся разнонаправленные формы рельефа образуют концентрические дуги большого радиуса, обращенные выпуклой стороной на север и оконтуривающие, по-видимому, крупную изометричную структуру.

Неотектоническим блокам с разной амплитудой поднятия, наследующим простирание древних структур, соответствуют закономерно чередующиеся средневысотные хребты, низкогорные массивы, а также равнины внутригорных впадин с высотами 600—700 м. На вершинах водораздельных хребтов и горных массивов местами сохраняются остатки мел-палеогеновой денудационной поверхности. Характерно преобладание средних по крутизне и пологих склонов водоразделов и широкое распространение изометрических и овальных морфоструктур разного ранга, предопределенных и обусловленных интрузивными массивами.

Основные черты рельефа площади определены геоморфологически выраженными структурами, сопоставимыми со структурными областями и зонами, выделенными на геологической карте. В зависимости от степе-

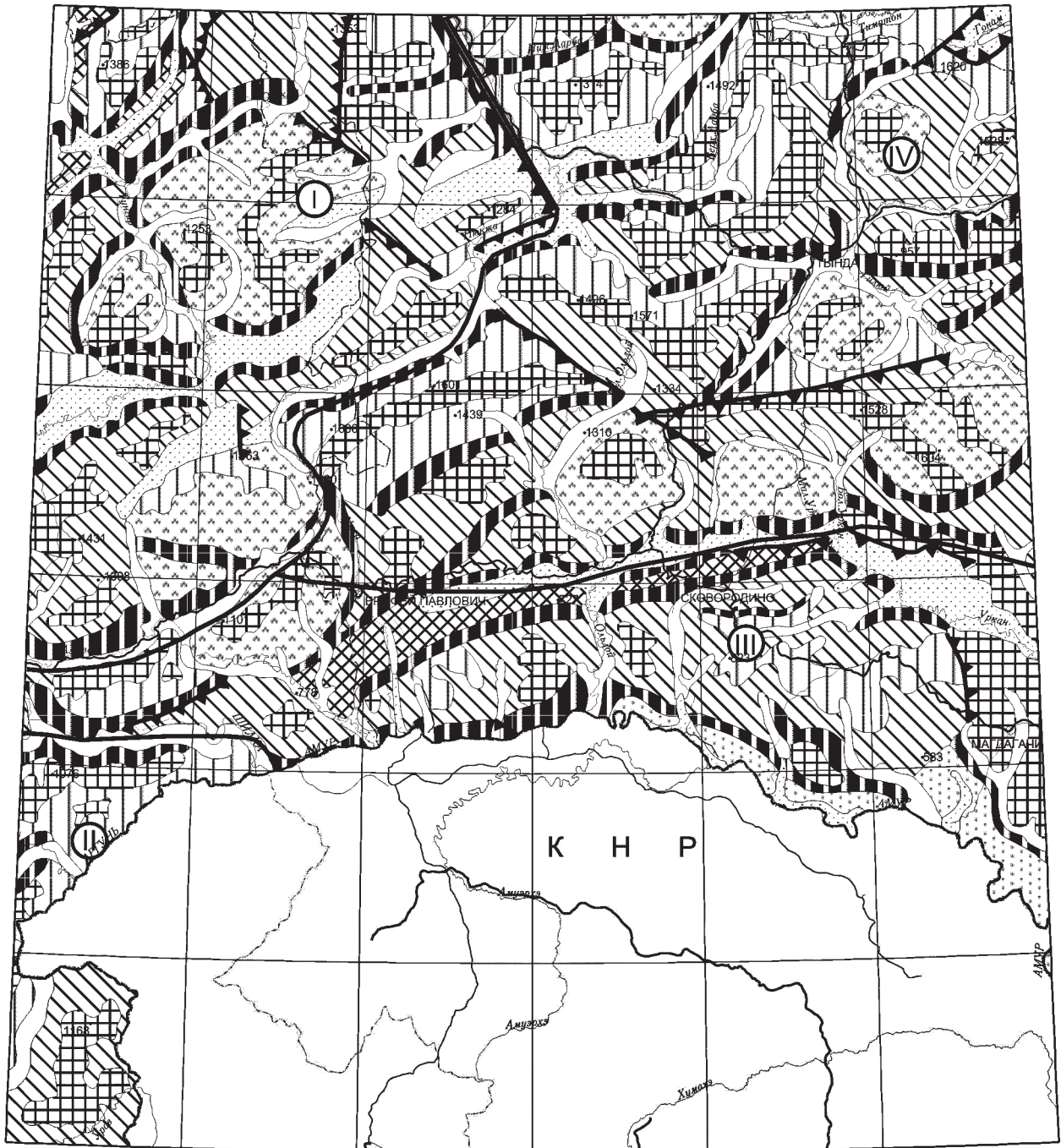


Рис. 4. Геоморфологическая схема. Масштаб 1 : 2 500 000.



Геоморфологические области: I – Олекминская горная область, II – Восточно-Забайкальская горная область,
 III – Верхнеамурские равнины и низкогорья, IV – Тындинское нагорье.

1 – граница между геоморфологическими провинциями; 2 – структурный рельеф – склоны, predeterminedные в основном унаследованными разрывными дислокациями (P_3-Q_H); 3 – структурно-денудационный рельеф – склоны, predeterminedные вулcano-магматическими комплексами или образовавшиеся в результате их препарирования (P_3-Q_H); 4–8 – денудационный рельеф: 4 – поверхности выравнивания, срезающие структуры древнего складчатого основания (K_1-P_1); 5 – поверхности педиментов (N_2^1); 6 – денудационные склоны, крутые (P_3-Q_H); 7 – денудационные склоны, пологие (P_3-Q_H); 8 – денудационно-эрозионные склоны речных долин (P_3-H); 9–11 – аккумулятивный рельеф: 9 – поймы рек (Q_H); 10 – пойма и комплекс низких террас (Q_{III-H}); 11 – высокие речные террасы (N_2-Q_1); 12 – типы уступов – структурные крутые прямолинейные уступы, predeterminedные новейшими, в основном унаследованными разрывными дислокациями.

ни проявления рельефообразующих факторов выделяются различные типы рельефа: структурный, структурно-денудационный, денудационный и аккумулятивный. Ввиду мелкого масштаба геоморфологической схемы на ней не выделены как самостоятельные экзарационный ледниковый и эрозионно-денудационный типы рельефа. По этой же причине не нашли графического отображения широко развитые пролювально-делювиальные, делювиально-солифлюкционные и солифлюкционные аккумулятивные поверхности. Все они охарактеризованы в тексте.

Структурный рельеф представлен прямолинейными, дугообразными и, реже, кольцевыми склонами и уступами хребтов, горных гряд и массивов, которые в сочетании с другими элементами рельефа аналогичного простирания (участками речных долин и распадков гребневидных водоразделов и т. д.) составляют линеаменты, предопределенные кайнозойскими разрывными дислокациями (в основном унаследованными). Эти разломы, ограничивающие выраженные в рельефе блоковые структуры различного таксономического ранга, в большой степени определяют общий морфоструктурный план региона. Наиболее значительную роль среди них играют широко распространенные здесь кайнозойские разломы северо-восточного простирания, выраженные прямолинейными склонами и уступами, ограничивающими хребты Янкан, Южно-Дырындинский, Тунгирский, Борщовочный, Газимурский, Урюмканский и др. Северо-восточные разломы смещают разрывные нарушения северо-западного простирания, выраженные в рельефе прямолинейными склонами долин основных притоков Тунгира и Шилки, а также тектонически предопределенными участками долин рек Нюкжа, Бол. и Мал. Ольдой и др. Отчетливо выражены в структурных элементах рельефа дизъюнктивные дислокации широтного простирания, такие, как например Северо-Тукурингский. Возраст этих сформировавшихся или активизировавшихся в неотектонический этап разрывных нарушений определяется олигоценом на основании того, что ими деформирована позднемеловая—раннепалеогеновая денудационная поверхность выравнивания.

Структурно-денудационный рельеф, сформированный главным образом в результате денудационной препарировки геологических структур, занимает большую часть площади, отличаясь по морфологии в пределах различных геологических структур и неотектонических блоков. Развитый преимущественно на разновозрастных, в основном гранитоидных образованиях в пределах умеренно приподнятых блоков, рельеф в целом характеризуется резкими очертаниями: значительной степенью вертикального (относительные превышения водоразделов над днищами долин составляют 300—600 м) и горизонтального расчленения, значительной крутизной склонов (15—45°) и более. Горные массивы с широкими и плоскими водоразделами чередуются с узкими до гребневидных хребтами. Водоразделы осложнены денудационными останцами, курумами. Долины рек имеют крутой продольный и V-образный (до каньонобразных) поперечный профили. К периферийным частям блоков поперечные профили долин приобретают U-образные формы, продольные значительно выполаживаются. Среди склоновых процессов широко развиты обвально-осыпные, делювиально-дефлюкционные и делювиально-солифлюкционные. Структурно-денудационный среднегорный рельеф умеренно приподнятых блоков развит пре-

имущественно на гранитоидах палеозоя и мезозоя. При значительной степени горизонтального расчленения, относительные превышения водоразделов над днищами долин составляют 200–300 м. На главных водоразделах сохранились плоские, иногда слабосхолмленные, фрагменты древней поверхности выравнивания с денудационными останцами, окруженными глыбовыми развалами. Второстепенные водоразделы узкие гребневидные с многочисленными скалистыми останцами. Склоны южной экспозиции, в отличие от северных, более крутые и имеют выпуклую форму.

Структурно-денудационный рельеф слабоприподнятых неотектонических блоков, ступенеобразно понижаясь к южной рамке листа, отличается морфологическим разнообразием. Севернее Тунгино-Моготской зоны разломов это средне-низкогорный рельеф с плавными и округлыми водораздельными формами, иногда увенчанными денудационными останцами и покрытыми элювиально-делювиальными развалами. Степень расчленения его умеренная, при глубине 250–400 м; средняя крутизна склонов 15°. Речная сеть имеет древовидный характер, долины преимущественно ящикообразные, умеренно крутосклонные, в низовьях рек пологосклонные, часто асимметричные. Широко развиты делювиально-солифлюкционные процессы. В междуречье Шилка–Амазар развит среднегорный пологий реже крутосклонный умеренно расчлененный рельеф с относительными превышениями 150–250 м. Характерной его особенностью является сочетание широких пологих долин с узкими крутыми склонами, увенчанными скальными гривками вдоль водоразделов. На водоразделах Амазара, Шилки, Утени фиксируются плоские и широкие водораздельные пространства (фрагменты регионального пенеуплена) с проявлениями процессов морозного выветривания. Типичный склоновый ряд (от вершин к долинам): курумово-солифлюкционные, солифлюкционно-курумовые, солифлюкционно-маревые процессы. Реже развиты обвальное-осыпные, курумово- и дефлюкционно-осыпные [589].

Аналогичный облик имеет рельеф, развитый южнее Южно-Тукуругского разлома. Отличительной его чертой является лишь большая глубина вреза. Речные долины здесь имеют симметричный ящикообразный профиль, переходящий вверх по течению в V-образный, и тогда русла изобилуют перекатами и не имеют аллювия.

Средне-низкогорный, значительно расчлененный рельеф проявлен в полосе шириной от 4 до 10 км вдоль р. Амур, занимая более низкую гипсометрическую ступень. Абсолютные отметки водораздельных пространств изменяются от 600 до 800 м, относительные превышения составляют 150–200 м.

По периферии мезо-кайнозойских впадин развит грядово-сопочно-холмистый рельеф. Для него характерны мягкие выположенные формы с плавными водоразделами и пологими склонами, переходящими в плоские днища долин. Густота расчленения значительная, но глубина ее не превышает 100–150 м. Средняя крутизна склонов 5°. Долины отличаются зрелыми формами с выработанным профилем равновесия, при незначительной глубинной эрозии. Широко развиты солифлюкционные процессы. Склоны почти повсеместно затянута шлейфами.

Возраст структурно-денудационного рельефа определяется олигоцен-четвертичным временем – эпохой последней неотектонической активизации и дальнейшего его формирования вплоть до голоцена.

Денудационный рельеф представлен фрагментами двух древних поверхностей выравнивания — мел-палеогеновой и плиоценовой, занимающих различное гипсометрическое положение.

Наибольшее распространение имеет мел-палеогеновая поверхность с развита на ней каолиновой корой выветривания соответствующего возраста. Это выровненные, местами слабонаклоненные и пологоволнистые поверхности водоразделов, расположенные в результате сводово-блоковых и блоковых дифференцированных неотектонических поднятий на различной высоте. Степень их сохранности обратно пропорциональна амплитудам поднятий. В хребтах Янкан, Борщовочный остатки этой поверхности имеют весьма слабую сохранность и отмечаются на высотах более 1500 м, а в пределах Уруша-Ольдойской впадины в районе ж. д. станций Талдан и Магдагачи они составляют весьма обширные площади и представляют собой денудационные равнины с абсолютными высотными отметками от 823 до 423 м.

Остатки плиоценовых педиментов имеют здесь меньшее распространение и картируются в основном в пределах узких внутригорных впадин. В пределах впадин педименты представляют собой наиболее стабильный блок. Их формирование осуществлялось при параллельном отступании склонов под действием комплекса денудационных процессов. На их поверхностях развита красноцветная и пестроцветная кора выветривания преимущественно монтмориллонитового состава, возраст которой датируется плиоценом. Соответственно возраст рассматриваемых педиментов определяется плиоценом.

К денудационному рельефу относятся также склоны водоразделов, созданные в основном плоскостным смывом и гравитационными процессами. У подножий таких склонов накапливаются коллювиальные и коллювиально-делювиальные осыпные шлейфы. Возраст денудационного рельефа — олигоцен-голоценовый.

Эрозионно-денудационный рельеф включает повсеместно развитые склоны долин, расположенные выше развития надпойменных террас, в формировании которых ведущую роль играет эрозия. Строение и облик склонов подчиняются тектоническим, структурно-геологическим особенностям площади и экспозиции склона. Наиболее крутые склоны развиты в пределах умеренно приподнятых блоков, в слабо приподнятых — угол их наклона уменьшается, пологими они становятся в мезо-кайнозойских впадинах. Современная гидросеть в целом наследует древнюю — палеогеновую и неогеновую, что дает основание определить возраст денудационно-эрозионного рельефа как палеоген-голоценовый.

Аккумулятивный рельеф представлен поверхностями аллювиальной, ледниковой, озерной, озерно-аллювиальной, пролювиально-делювиальной, делювиально-солифлюкционной и солифлюкционной аккумуляции. При отображении аккумулятивных поверхностей использована карта кайнозойских отложений Читинской области масштаба 1 : 1 000 000 [414].

Аллювиальные поверхности: пойма, комплекс низких, средних и высоких надпойменных террас развиты ограниченно. Голоценовая пойменная терраса наблюдается в долинах крупных рек и их притоков. В долинах Олекмы, Нюкжи, Гилюя, Шилки, Амура она имеет три уровня: низкий — до 2–3 м, средний — до 4–6 м и высокий — до 10–12 м. Рельеф пойм неров-

ный, часто гривистый со старицами и другими следами миграции русел. Поверхность, нередко заболоченная и безлесная, слабо наклонена к руслу (1–2°). Низкие и средние надпойменные террасы сохранились фрагментарно. Они составляют очень небольшие по площади участки, не укладываемые в масштаб карты, поэтому могут быть показаны лишь в качестве террасовых комплексов. Поверхность низких террас (15–25 м), ширина которых может достигать 2 км, ровная, слегка волнистая, очень слабо наклоненная к руслу и обычно залесена. Их поздненеоплейстоценовый–голоценовый возраст определяется на основании стратиграфического положения слагающего их аллювия и геоморфологической позиции. Возраст средних по высоте террас (30–60 м) на том же основании определяется средним–поздним неоплейстоценом. В долине Амура она прислонена к более древним отложениям высокой террасы, располагаясь несколько ниже их по уровню. Превышение террасы над урезом Амура составляет 40–50 м, ширина поверхности 0,5–2 км. Внешний край ее подстилается отложениями третьей террасы, а внутренний – коренными породами. Тыловой шов выражен слабо. Поверхность террасы очень ровная и пологонаклонная, часто плавно переходящая в аллювиально-делювиально-солифлюкционный шлейф террасоувалов.

Высокие террасы (до 130 м) имеют более широкое распространение и развиты в основном в долинах Шилки и Амура, где составляют достаточно широкие площади. Их возраст определяется поздним плиоценом–ранним неоплейстоценом на основании геоморфологического положения, а также вещественного состава и палинокомплексов слагающего их аллювия. Поверхность третьей надпойменной террасы в долине р. Амур протягивается по ее левобережью полосой шириной от 2 до 19 км. На отдельных участках она сохраняется в виде небольших фрагментов. Представляя собой расчлененную аккумулятивную равнину, третья терраса занимает плоские верхние части водоразделов с абсолютными отметками кровли от 350 до 330 м, подошвы (цоколя) – 270–290 м и высотой над урезом воды 90–130 м. Бровка террасы и поверхность склонов сильно изрезаны эрозионными процессами, продолжающимися и в настоящее время, отчего уменьшается площадь поверхности третьей террасы с образованием узких гребней и седловин. В цоколе обнажаются рыхлые отложения сазанковской свиты, реже коренные породы.

Ледниковые поверхности ограниченно развиты в гольцовой части Южно-Дырындинского хребта и представлены конечными и донными моренами. Конечные морены имеют серповидную форму и сохранились в устьях трогов и каров на высотах 950–1000 и 1500–1600 м соответственно. Их рельеф представлен беспорядочным скоплением гряд и холмов высотой от 4 до 8 м. Донная морена имеет мелкобугристую поверхность, состоящую из нагромождения валунов и глыб в днищах долин. Возраст ледниковых поверхностей определяется их геоморфологическим положением.

Поверхности озерной аккумуляции имеют широкое распространение. Возникшие в результате подпрудных условий, созданных ледниковыми подпорами, они четко привязаны гипсометрически к уровням приледниковых озерных бассейнов, описанным в гл. «Стратиграфия». Поздненеоплейстоценовые поверхности фиксируются хорошо выраженными субгоризонтальными

ми площадками по бортам долин, часто завершая аккумулятивный комплекс высоких террас рек. Среднеплейстоценовые — формируют слабовсхолмленные, иногда заболоченные равнины во впадинах и депрессиях, выше поверхностей поим и низких надпойменных террас, занимают обширные долинны расширения, представляющие собой интенсивно заболоченные мари. Возраст поверхностей определяется по их геоморфологическому положению и слагающим их осадкам [414].

Озерно-аллювиальная эоплейстоценовая равнина закартирована в нижнем течении р. Амазар в виде фрагментов, получивших собственные названия — Калтагайское, Доптуганское, Булейское поля (или плато), расположенные на высотах 420–450 м, 510–570 м и 490 м соответственно, и занимают водораздельные пространства между притоками Амазара и Шилки. Их подошва фиксируется уступами высотой от 1,5 до 8,0 м. В целом поверхности субгоризонтальные в центральных частях и слабонаклонные по окраинам, с высыпками хорошоокатанных валунов, гальки, гравия, дресвы с заполнителем из песка, супеси, суглинков, глин. Вдоль долин и в верховьях широких эрозионно-маревых ложбин увлажнены и осложнены солифлюкционными буграми и оплывинами. Иногда отмечены денудационные уступы высотой 1,0–1,5 м. Возраст поверхностей определяется по слагающим их отложениям.

Реликты олигоцен-миоценовой озерно-аллювиальной равнины, покрытой нелитифицированными отложениями озерно-аллювиальной амуро-зейской серии, отмечаются в долинах рек Мадалан, Ольдой, Уркан, Ольга, представляя собой сочетание пологосклонных (до 3–5°) возвышенностей (увалов) и почти плоских неглубоких седловин. Поверхности часто заболочены или осложнены эрозионными склонами.

Делювиально-солифлюкционные и солифлюкционные поверхности имеют очень широкое распространение. Они формируют делювиально-солифлюкционные шлейфы, солифлюкционные террасы и оплывины. Поверхности делювиально-солифлюкционных шлейфов и конусов распространены главным образом у оснований склонов внутригорных впадин и у подножий пологих склонов хребтов. Они представляют собою линейные аккумулятивные поверхности, очень полого наклоненные к тальвегам долин. В тех случаях, когда отложения, слагающие эти шлейфы, фациально замещаются аллювием низких и средних по высоте террас, возраст этих поверхностей датируется поздним неоплейстоценом—голоценом или средним—поздним неоплейстоценом. Шлейфы осложнены мерзлотными формами, иногда с термокарстовыми воронками.

Проллювиально-делювиальные поверхности развиты у подножий склонов, где зачастую формируют мощные и протяженные шлейфы.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА И ФОРМИРОВАНИЯ РОССЫПЕЙ

История развития рельефа может рассматриваться с рубежа мезозоя и кайнозоя. Интенсивные тектонические движения, сопровождающиеся вулканизмом и внедрением интрузий, создали к концу мела расчлененный горный рельеф. Территория представляла собой область сноса, при слабой

тенденции к ее общему поднятию. Значительный период денудации в палеогене, при отсутствии резких дефирированных движений, приводит к формированию обширных денудационных равнин. Оптимальные природные условия — теплый и влажный климат способствовали процессам глубокого химического выветривания, которые обеспечивали выведение рудных объектов в зону гипергенеза.

Начало миоцена знаменуется первой стадией проявления альпийского тектогенеза. Происходит опускание кайнозойских впадин, незначительное поднятие горных сооружений, проявление вулканизма. Тектоническая активность приводит к оживлению эрозионно-денудационных процессов, способствующих размыву и переотложению образований палеогена. Формируется бузулинская свита амуро-зейской серии.

В конце среднего—начале позднего миоцена начинается новейший этап тектонической активности, который фиксируется накоплением отложений сазанковской свиты. Из-за значительной мощности рыхлых отложений (до 170 м) в Калтагайском прогибе и сравнительно низкой освоенности их эрозионными врезами роль отложений свиты как промежуточного коллектора золота ограничена, но при совпадении в плане современной эрозионной сети и неогеновой вероятно выявление погребенных древних россыпей в современных долинах, в низах неогеновой толщи. Золотоносность от знаковой до 58 мг/м³ установлена при бурении, в низах неогеновой толщи [389]. Роль неогеновых отложений как промежуточных коллекторов возрастает в пределах Доптуганского плато, где в составе обломочной толщи значительную часть (>70 %) составляют меловые породы, которые сами по себе являются промежуточными коллекторами золота. Необходимо отметить, что источником питания для россыпей могли быть коры выветривания, установленные в пределах Доптуганского плато под неогеновыми образованиями. Перспективы на обнаружение россыпей в отложениях неогена возрастают в связи с их металлогеническим положением — вблизи рудоносных зон, насыщенных проявлениями золота [389], особенно во впадинах, в фундаменте которых установлены карстовые провалы.

Сведения о плиоценовом этапе развития рельефа площади незначительны. Вероятно, с этим этапом связано формирование плиоценовой части 170-метровой грубообломочной толщи рыхлых отложений в низовьях р. Амур, в пределах Доптуганского плато и Калтагайского прогиба. Эрозионный врез, связанный со среднеплиоценовой активизацией, был наиболее значительным в блоках с устойчивой тенденцией к поднятию. В относительно опущенных блоках он уступал процессам расширения долин за счет боковой эрозии. Большой объем высвободившегося к этому времени из коренных источников полезного материала, становится доступным для аллювиального перемещения и обогащения. Тип склонового процесса был дефлюкционным, что делало возможным существование равновесия между поступлением в долину склонового материала и эрозионно-транспортирующей силой водного потока. При сочетании благоприятных геоморфологических и структурно-геологических предпосылок, полезные компоненты поступали в речные долины, образуя древнеаллювиальный, сильно обохренный и глинистый россыпной пласт, почти полностью переотложенный позднее. За счет его размыва в дальнейшем образовались многие со-

временные долинные россыпи. При изучении строения некоторых, вмещающих россыпи, долинных отложений обращает на себя внимание приплотиковый глинисто-щебнистый, значительно обогащенный пласт. Вероятнее всего, это связано с наличием раздробленных и минерализованных зон трещиноватости, по которым закладывался эрозионный врез. Таким образом, период до верхнего плиоцена был одним из наиболее благоприятных для образования россыпей.

С последним плиоцен-четвертичным этапом активизации тектонических движений связано накопление эоплейстоценовой белогорской свиты и всех осадочных четвертичных пород. Степень золотоносности отложений белогорской свиты, как и отложений плиоцена, связана с их пространственным положением относительно рудных зон и древней меловой речной сети.

Сведения об отложениях раннего неоплейстоцена незначительны, а первого термохрона среднего неоплейстоцена – отсутствуют. В Южном Забайкалье в раннем неоплейстоцене в крупных впадинах (Торейская, Тургино-Харанорская, Западно и Восточно-Урулюнгуевская) накапливались озерно-аллювиальные отложения. Сток палео-Онона, Шилки, Аргуни, Ингоды осуществлялся в замкнутое континентальное озеро Азии с центром в районе нынешних озер Торей и Далай-Нор.

В среднем неоплейстоцене начинается новый этап в формировании осадков, связанный с прогрессирующим похолоданием климата. К стоку палеорек прибавляется сток подпруженных ледником озер. Наступает максимум озерной трансгрессии в Забайкалье с формированием достаточно мощной (от 10 до 40 м) толщи констративного аллювия с линзами озерных отложений. Переполнение водных акваторий и регрессивная эрозия Амура обусловили спуск значительного объема воды в сторону Тихого океана. Это было время перестройки и формирования новой гидросети, вызванное разворотом течения в обратную сторону с сильным врезанием при быстром сбросе огромных масс воды. Свидетельствами этого являются фрагменты палеорек (Шилки, Ингоды, Онона, Аргуни и др). Причины аккумуляции были, главным образом, климатические. Тектоника лишь корректировала процесс осадконакопления. Физическое выветривание становится резко преобладающим над химическим. Среди склоновых процессов доминирующими становятся морозно-солифлюкционные. Процессы нивационно-маревой педиментации приводят к значительному расширению долин. Наибольшее развитие солифлюкция получила на склонах северной экспозиции, в результате чего долины уже в это время начинают приобретать асимметричный облик. Блуждание водотоков по быстрорасширяющимся долинам, вероятно, было обусловлено мерзлотными процессами, и направление русла изменялось по трещинам мерзлотных полигонов. В случае, если оно проецировалось на минерализованные зоны трещиноватости в поверхности педимента, прослой галечников могли содержать значительное количество россыпного материала.

Смещение отложений происходило не только по склонам, но и вниз по долинам. Нивационные цирки и лотки в бортах долин, сформировавшиеся в зонах тектонической трещиноватости, в период интенсивного похолодания, заполнялись солифлюкционно-обломочным материалом, который при пере-

полнении ниши перемещался в долины. В последующий за самаровским оледенением ширтинский термохрон долины и пади заполняются значительными массами солифлюкционно-маревой аккумуляции. Руслу рек не справляются с непрерывно поступающими большими порциями склонового материала. В относительно опущенных блоках увеличивается мощность отложений, а в среднегорном рельефе накопление аллювия происходит только в нижнем, редко в среднем течении водотоков. В период «тазовских» холодов происходит восстановление обводненности рек. Даже в переполненных осадками падах появляются исчезнувшие водотоки. Возобновляется аллювиальная переработка накопившегося в долинах рыхлого материала. В золоторудных районах террасовый аллювий среднеплейстоценового возраста золотоносен. При сочетании благоприятных геолого-тектонических условий происходит и солифлюкционно-маревое обогащение.

В позднем неоплейстоцене—голоцене морфоструктуры приобретают современный облик. Огромную роль в этом сыграли зырянское и сартанское оледенения, эрозионно-денудационные процессы. Формируются комплекс верхнеплейстоценовых надпойменных террас, поймы, мощные пролювиально-делювиальные шлейфы, на площади развития оледенений — ледниковые, водно-ледниковые и озерные формы рельефа. Активно действующие мерзлотно-нивационные процессы придают типичный облик долинному комплексу. Основными формами рельефа верховий долинной сети являются водосборные воронки, мерзлотно-нивационные ниши и лотки, каменные россыпи. В пределах крупных лотков и цирков, под чехлом склоновых отложений, нередко встречаются аллювиально-пролювиальные отложения эрозионных форм. При наличии рудоносных пород в пределах этих форм возможно обнаружение погребенных россыпей по тальвегам временных водотоков. Из днищ воронок, ниш, лотков начинаются долины первого и второго порядков, среди которых выделяются долины-курумы и долины-мари. Днища долин-курумов покрыты беспорядочным нагромождением глыб, валунов, среди которых местами сохраняется заполнитель из мелкозема, который может служить ловушкой для малотранзитного золота. При постепенном заполнении курумового тела мелкоземом формируется переходный тип долин — курумо-марь, характерный для многих верхних звеньев речной сети. Долины-мари имеют заболоченные днища с мелкобугристым рельефом. При медленном течении переувлажненного грунта образуются отложения с невыдержанными и несортированными горизонтами из мелкозернистых и грубообломочных, в основном щебнистых фракций мощностью в среднем 2—6 м, реже до 10—15 м. В виде линзовидных прослоев в них присутствует песчано-гравийно-галечный материал — продукт перебива осадков временными русловыми потоками. К таким линзам могут быть приурочены высокие концентрации россыпного золота. При движении вниз по течению мари постепенно переходят в типичные поймы. В долинах появляются русловой транзит наносов, а значит и предпосылки для образования остаточных, реже остаточно-перемещенных, россыпей. Крупные реки имеют 1—2 надпойменные террасы в верхней части, 3—4 — в средней и все, как правило, четыре — в нижней.

В результате перебива обогащенных золотом древних отложений формируются современные пойменные россыпи. На участках, где врез был

незначительным, древние россыпи находятся в погребенном состоянии, а верхний золотоносный пласт образуется за счет металла, переотложенного из золотоносных террас или поступающего непосредственно из коренного источника. Солифлюкционное смещение рыхлого материала способствует дальнейшему формированию асимметричных долин. В результате на склонах северной экспозиции сохраняются террасоувалы, а русло примыкает к крутым противоположным склонам. Таким образом, создаются благоприятные условия для сохранения россыпей террасоувалов.

Золотоносные площади недостаточно изучены. Долинные россыпи могут быть выявлены в местах, где установлены новые проявления рудного золота; на асимметричных участках долин, где могли сохраниться погребенные террасоувалы; в протяженных россыпях ниже устьев золотоносных притоков, когда строение россыпи многоструйчато и возможно обнаружение новых золотоносных струй как в пойме, так и в русле.

В областях развития ледниковых аккумулятивных форм возможно обнаружение гляциолитодинамических россыпей, далеко оторванных от коренных источников. Их формирование связано с перемывом ледниковых образований, обогащенных металлом [413].

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Реконструкция истории геологического строения территории листа — крайне сложная задача. В пределах территории находятся два крупных разновозрастных геоблока: Алдано-Становой и Амурский. Геоблоки обладают индивидуальными полициклическими особенностями эволюции фундамента, на них наложены полихронные тектоно-магматические процессы активизации и орогенеза. Все события сопровождались формированием сложно дифференцированных магматических комплексов, дислокационно-метаморфическими преобразованиями вмещающих пород и денудационно-эрозионными процессами тектонопауз. В целом в истории развития территории можно выделить крупные мегахроны: докембрийский и фанерозойский, которые разделяется на отдельные этапы.

История геологического развития района для раннедокембрийского времени реконструируется весьма предположительно. Принципа актуализма для этого времени практически не применим. Для палеогеодинамических построений разными авторами использовались методики, основанные на геохимических характеристиках пород, определения которых количественными методами производились в ограниченном объеме (из-за дороговизны анализов), недостаточном для формирования представительных выборок. Кроме того, полученные в разных лабораториях анализы по одним и тем же пробам отличаются иногда на порядок. Все это ограничивает использование эталонных диаграмм и снижает достоверность палеогеодинамических реконструкций. Определения возраста радиологическими методами до недавнего времени были единичными и давали противоречивые результаты. В последнее время в рамках международных программ начато систематическое изотопно-геохронологическое изучение докембрийских комплексов территории. Появившиеся в печати интерпретации результатов массовых определений возраста пород различны и слабо согласуются с геологическими данными. Для датировок основных рубежей докембрийской истории ниже использованы материалы не только по территории листа, но и по соседним районам, а также по другим регионам распространения сходных образований.

В геологической истории развития территории в архее можно выделить три этапа развития (два в раннем и один в позднем архее). *Алданский этап*, начался, видимо, ранее 3,8 млрд лет и продолжался до 3,5 млрд лет. Доалданская история формирования литосферы неразрывно связана с началом истории и механизмом возникновения планеты Земля, которые являются объектами изучения других наук, поэтому в данной работе не рассматрива-

ется. В начальный этап алданского этапа территория была покрыта слоем магматического расплава дифференцированного по составу (протолитами нижних частей разрезов всех нижнеархейских серий являются продукты дифференциации или перекристаллизации базальтоидов. По химическому составу они соответствуют толеитовым базальтам «океанической коры», перекристаллизованным в условиях гранулитовой фации метаморфизма, и обладают высокой плотностью). Базальтоиды содержали повышенные концентрации золота, серебра, элементов платиновой группы. Позднее, при остывании первичной тонкой коры, по возникавшим трещинам начали функционировать множественные вулканы, деятельность которых и обусловила появление мелких обширных водоемов — протоморей. В этот период накапливались толщи терригенных (песчаники, алевролиты, аргиллиты, граувакки) и хемогенных (карбонатные и кремнистые породы) осадков, сопровождаемые излияниями толеитовых базальтов, андезибазальтов и андезитов. В это время формировались железные руды. По мере изменения энергетического ресурса глубин Земли, кора увеличиваясь по мощности и, остывая, покрывалась сетью разрывов в виде протяженных структур трогов. Они создавали каркасную структуру раннеархейского тектоногена. В ходе геологической эволюции разрядка напряжений, создаваемая увеличением объема «первичной» коры, была реализована разрывами — как по границам первичных неоднородностей, так и различной компетентности пород. Разломы ограничивали структуры магматогенных рифтов (зеленокаменных поясов) и на глубине, в силу пластичности «нижних слоев» коры, переходили в листрические структуры (зоны эдукции). Они сопровождались субгоризонтальным течением с формированием метаморфических ядер и т. д. Около 3,8 млрд лет в эти толщи внедрились базит-гипербазитовые интрузивы (протрузии?) хорогочинского и олошкинского комплексов с повышенными концентрациями железа, титана, хрома, золота, элементов платиновой группы. В конце раннего архея в результате поступления из-под основания эмбриональной коры магматических расплавов были сформированы эндербиты и чарнокиты. Щелочи, кремнезем и другие компоненты, необходимые для магнообразования, поступали из глубоких горизонтов и частично высвобождались при эклогитизации первичной базальтоидной оболочки.

С рубежа 3,5 млрд лет начинается новый — *становой этап* развития. В это время сформированная литосфера раскалывается системами глубинных разломов: Становой и Урюмо-Инарогдинской, Бухта-Бурпалинской и Северо-Тукурингской, вдоль которых заложилась троговые системы и началось формирование близширотных гранит-зеленокаменных поясов. В это время продолжают формироваться железные руды. До 3,15 млрд лет здесь накапливались осадочные и вулканогенные образования, реконструируемые как коматииты, базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, рилиты, граувакки, карбонатные граувакки, субграувакки, алевролиты, аргиллиты, известняки. На «плечах» трогов формировались базиты лучанского комплекса с повышенными концентрациями фосфора, кобальта, никеля, элементов платиновой группы. Около 3,15–3,1 млрд лет назад вулканогенно-осадочные отложения интродированы кварцевыми диоритами (токско-алгоминский и амазарский комплексы). На рубеже 3,1–

3,0 млрд лет в заключительные стадии станового этапа, вероятно, с усилением эндогенной активности и магмообразования, связаны региональные процессы метаморфизма амфиболитовой стадии, ультраметаморфизма и аллохтонного гранитообразования (древнестановой комплекс).

Период 3,0–2,9 млрд лет характеризуется стабильностью и покоем – в это время формируются площадные коры выветривания. В позднем архее, с рубежа 2,9 млрд лет, изменяется структурный план региона – закладывается северо-западная системы глубинных разломов – троговых систем – в районе начинается *сахаборский* этап. В это время Западно-Становой блок был приподнят и представлял собой область сноса. В Становом блоке до 2,7–2,6 млрд лет происходит накопление осадочных и осадочно-вулканогенных (андезибазальты, дациты, андезиты с пластами терригенных пород) толщ (одолгинская серия, талгинская и чимчанская свиты), которые на рубеже 2,6–2,5 млрд лет были интродуцированы магмами основного и ультраосновного состава (бурпалинский комплекс). Продолжают формироваться железные руды в форме джеспилитов. Завершается этап складчатостью, умеренно-градиентным метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации, автохтонным гранитообразованием и мигматизацией (агинканский комплекс). По зонам крупных разломов проявились интенсивные горизонтальные и вертикальные тектонические движения, сопровождавшиеся рассланцеванием и бластомилонитизацией кристаллических комплексов, регрессивным метаморфизмом в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

На Буреинском массиве в этом временном интервале накапливались осадочные и вулканогенно-осадочные толщи (гонжинская серия). Осадконакопление завершилось складчатостью, умеренноградиентным метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации, внедрением базит-ультрабазитов (бурпалинский комплекс), гранитообразованием и мигматизацией (гонжинский комплекс).

В *раннепротерозойский этап* в Алдано-Становом геоблоке в результате инверсии плотностей, связанной с формированием вдоль зон Станового и Желтулакского швов крупнообъемных масс неричинского и агинканского комплексов предыдущего этапа, на рубеже 2,5 млрд лет происходит формирование зон сучивания, надвигания раннеархейских структур на позднеархейские. С зонами сжатия пространственно сопряжены комплементарные зоны растяжения, в которых закладываются прогибы, выполненные вулканогенно-осадочными породами желтулакской серии и малогилюйской толщи.

В Западно-Становом блоке в это же время закладываются зоны чешуйчатой морфологии, ориентированные субпараллельно Становому разлому. Разломы контролировали развитие образований верхнеолекминского комплекса. По отношению архейских структур разломы, заложенные в раннем протерозое, занимают секущее положение.

Расслоенное строение верхнеолекминского комплекса в чешуйчатых разломах Западно-Станового блока, асимметричное строение гранито-гнейсовых валов, обращенных в сторону Станового разлома, могут свидетельствовать о мощных региональных горизонтальных дислокациях в конце раннепротерозойского этапа.

С заключительными стадиями раннепротерозойского этапа связано становление интрузий гранитоидов позднестанового и тукурингрского комплексов. Крупномасштабное гранитообразование сопровождалось объемным натриевым метасоматозом, сменяющимся во времени калиевым и затем снова натриевым. В результате длительных гидротермально-метасоматических процессов, охвативших огромные площади, сформированы поля пегматитов, несущих мусковитовую, редкометаллическую и редкоземельную минерализацию. Прогрев рамы магматическими массами и гидротермально-метасоматические процессы проявились аллохимическим диафторезом амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций во вмещающих гранулитах, под влиянием которого происходило перераспределение – концентрация полезных компонентов. По породам, прогрессивно метаморфизованным в амфиболитовой фации, вдоль ослабленных зон формируются мощные зоны кислотного выщелачивания с образованием высокоглиноземистых минералов (одолгинская серия, чимчанская свита).

Подобные процессы наблюдались и на Буреинском массиве, где в этом временном интервале накапливались преимущественно осадочные толщи (чаловская серия) в обрамлении мигматит-плутонов гонжинского комплекса. Осадконакопление сменилось складчатостью, умеренноградиентным метаморфизмом в условиях эпидот-амфиболитовой фации и мощным гранитообразованием (чаловский комплекс).

Завершается этап динамометаморфическими и дислокационными преобразованиями метаморфических и магматических комплексов.

Позднепротерозойский этап ознаменовался распадом континента по системе разломов на ряд блоков. Под воздействием глубинных конвекционных(?) потоков некоторые участки коры приобретали свойства подвижных зон. К югу от Могоча-Сергачинского разлома подвижная Пришилкинская зона развивается по типу горст-антиклинальной структуры с образованием терригенно-вулканогенных формаций (солонцовская свита), мощных зон динамометаморфитов пришилкинского комплекса и последующим замещением их гранитоидами бухточинского комплекса. К юго-востоку от Северо-Тукурингрского и Шилкинского разломов закладывается геотектоноген, по типу ортогеосинклинали. Он выполнялся вулканогенно-осадочными толщами бондихинской и глубокинской свит, пронизанными силлообразными интрузиями базитов утенинского комплекса. Последние с вулканогенно-осадочными толщами представляют собой офиолитовую ассоциацию.

На завершающей стадии этапа по юго-западному обрамлению Западно-Станового блока закладываются Шилка-Аргунский и Аргуно-Газимурский прогибы. Низы разрезов белетуйской и алгаканской свит, выполняющих прогибы, характеризуются зрелым типом осадков, что свидетельствует об устойчивом поднятии области сноса, которую представлял в это время Алдано-Становой геоблок.

Вдоль Северо-Тукурингрской системы разломов произошло заложение линейных протяженных структур ортогеосинклинального типа и «океанизация коры». Для разломов, контролируемых подвижные зоны, превалируют раздвигово-сдвиговые дислокации рифтогенного генезиса.

Фанерозойский мегахрон объединяет этапы: каледонский, герцинский, киммерийский и альпийский.

Каледонский этап отличается от предшествующих дифференцированными геодинамическими обстановками различных участков территории. Аргуно-Газимурский прогиб компенсируется кембрийскими карбонатными и карбонатно-терригенными формациями — известняками, доломитами, мергелистыми известняками (последние значительно преобладают в верхах раннего кембрия). Нарастание орогенной активности, охватившей в среднем кембрии обширные регионы Евразии, на изученной территории отразилось сокращением прогиба, увеличением в верхах разреза образованной флишоидной формации. В конце кембрия в мелководных изолированных бассейнах лагунного типа накапливались доломиты, доломитовые известняки быстринской свиты.

В Пришилкинской зоне в условиях растяжения и горизонтальных дислокаций внедрялись расслоенные интрузии габбровой формации кручининского комплекса. Они трассируют наиболее активизированные интервалы разломов шовных структур. Магматизм каледонского орогенеза в Пришилкинской зоне завершается становлением крупных батолитообразных гранитоидных интрузий кручининского и олекминского комплексов. Интрузии этих комплексов проникали и в ослабленную зону Северо-Тукурингского разлома и серию оперяющих его разрывов, предопределяя разделение Алдано-Станового геоблока и Буреинского массива в юго-западной части территории.

Герцинский этап охватывает сулурийское, девонское, каменноугольное и пермское время.

В силурийское время в шовных и подвижных зонах Амурского геоблока создавались условия растяжения. К югу от Северо-Тукурингского разлома закладывался Ольдойский прогиб. Состав и строение отложений омутнинской свиты явно свидетельствуют о спокойном раскрывании прогиба, связанного, вероятно, с «отодвиганием?» Амурского геоблока к юго-западу. В составе отложений омутнинской свиты присутствуют формации перетолженных кор выветривания, развитых на образованиях Алдано-Станового геоблока. Вдоль Алдано-Становой плиты формируется глубоководный желоб, в котором накапливаются отложения янканской серии и бальдижакской толщи, несущей медное, железное, марганцевое и золотое оруденение.

В девоне и карбоне в пределах Ольдойского прогиба продолжают накапливаться отложения терригенно-карбонатной формации. Максимальное погружение прогиба мигрирует с северо-запада на юго-восток, вызывая напряжение в прилегающих структурах, которое разряжается заложением разломов северо-западной ориентировки.

В результате дифференцированных вертикальных движений по этим сколам, к востоку от Уровско-Газимурского разлома закладываются девонские прогибы (Усть-Уровский и др.). Наличие вулканических продуктов в отложениях девона свидетельствует о высокой магматической активности континентальных зон.

Этап характеризуется сменой мантийного магматизма коровым. Создаваемое напряжение реализовалось в конце карбона—начале перми формированием базитовых и гранитоидных интрузий пиканского, ундинского и урушинского комплексов в Амурском геоблоке и сопряженной активиза-

цией в Алдано-Становом — внедрением плутонов верхнеигамского комплекса. Магматические расплавы, имеющие смешанный мантийно-коровый источник, обогащены полезными компонентами, привнесенными из мантии и заимствованными из докембрийской коры. Во вмещающих карбонатных породах палеозоя образуются скарны. С постмагматической стадией формирования плутонов связано полиметаллическое и золотое оруденение, железные руды скарнового генезиса.

В поздней перми в Алдано-Становой щит своим восточным флангом внедряется Селенгино-Олекминский вулканоплутонический пояс в составе формаций чичаткинской свиты и амананского комплекса. Магматические очаги, имеющие смешанные мантийно-коровые источники, формируются в разном субстрате. Интрузии, кристаллизовавшиеся из мантийных расплавов с примесью переработанных раннедокембрийских, обогащенных полезными компонентами пород, имеют повышенные концентрации золота, свинца и цинка, которые осаждаются в благоприятной обстановке в гидротермальную стадию.

В начале конце этапа в раннетриасовое время при продолжающихся восходящих движениях в Алдано-Становом щите, на его западном фланге и частично Пришилкинской зоне, при последовательной эволюции позднепалеозойских магматических очагов формируются вулканоплутонические структуры, сложенные джилдинской свитой трахиандезит-трахириолитовой и нерчуганского комплекса щелочногранитовой формаций с вольфрамовым, редкометалльным и редкоземельным оруденением.

В начале *киммерийского этапа* в позднем триасе при преобладании континентального режима в Алдано-Становом блоке и Пришилкинской мобильной зоне, в Буреинском массиве, в краевых частях Ольдойского прогиба произошло заложение локальных прогибов.

С начала юры с востока продолжается трансгрессия моря. Верхнеамурский прогиб, смещаясь к югу и частично наследуя Ольдойский, покрывает его юго-восточную часть, что вероятно обусловлено активностью Ольдойского и Южно-Турурингского разломов.

Прогибы ранней юры в виде протяженных заливообразных структур, мигрировали в западном направлении и выполнялись флишоидными формациями.

В конце средней юры при отступлении моря обособился Стрелкинский прогиб. Западная часть Буреинского массива была вовлечена в Восточно-Забайкальское сводовое поднятие, что отразилось структурными изменениями в Пришилкинской подвижной зоне — вдоль Могоча-Сергачинского разлома в условиях растяжения закладываются приразломные впадины. Грабены выполнялись отложениями формации континентальной молассы. Максимальную степень растяжения испытывала южная часть Пришилкинской зоны, расположенная между Могоча-Сергачинской и Северо-Турурингской системами разломов.

В северной части территории в зоне Станового шва происходит становление очень крупных гранодиоритовых и гранитовых плутонов трещинного типа со структурами внутреннего обрушения тындинско-баканского комплекса, а в южной части, в зоне Южно-Турурингского

шва, — меньших по размерам интрузий борщовочного и шахтаминского комплекса. Начинается крупномасштабная юрско-меловая эпоха рудообразования, с которой связано большинство известных месторождений и проявлений золота, молибдена, сурьмы, висмута, урана и других полезных ископаемых.

В условиях транспрессии и возрастающего напряжения левостороннего сдвига в Пришилкинской зоне в приразломных впадинах накапливались терригенно-вулканогенные отложения поздней юры. В открывающихся системах разломов северо-западного простирания на пересечении с широтными происходило внедрение штоко- и гарполитообразных интрузий амуджиканского комплекса в ассоциации с вулканитами. На их продолжении в Буреинском массиве формируются интрузии кукульбейского и магдагачинского комплексов. Различный спектр полезных ископаемых, генетически связанных с интрузивными комплексами, при схожей металлогенической специализации в Алдано-Становом и Амурском геоблоках объясняется различием состава коры, где формируются магматические очаги смешанного корово-мантийного типа и составом вмещающих пород. В позднеюрское—раннемеловое время вдоль Северо-Тукурингского разлома были заложены впадины, отложения которых представлены континентальной молассой с незначительным количеством вулканогенного материала: Холоджиканская, Мадаланская, Малотындинская и др.

В *альпийский этап*, начиная с раннемелового времени, на территории проявились процессы активизации мелового времени, начало которым было положено на рубеже юры и мела образованием приразломных впадин. Позднее происходит формирование грабенов в наиболее подвижных частях краевых разломов мобильных зон: Урюмо-Инарогдинской, Северо-Тукурингской и Южно-Тукурингской. Впадины: Тунгирская, Лопчинская, Ненюгинская и др. выполнены слабоугленосными континентальными аллювиально-озерными отложениями. В отложениях грабенов формируются проявления горючих сланцев и бурых углей, в бортах — проявления флюорита. В верхах разрезов происходит обогащение кластогенным золотом. С магматическими образованиями тымагерского комплекса в парагенетической связи формируется ряд проявлений золота в углеродистых толщах холоджиканской свиты.

В позднем мелу вдоль краевых швов проявились процессы рифтогенеза — формируются вулканиты повышенной щелочности моховской толщи, закладываются унаследованные впадины: Уруша-Ольдойская, Урканская и др. В палеогене территория испытывала вялое воздымание и лишь во впадинах происходило накопление маломощных озерно-аллювиальных отложений. В палеогене начал формироваться Байкальский свод. На территории в это же время при преобладании вялых, слабо дифференцированных движений создавались условия формирования мощных кор выветривания.

Оживление восходящих движений в четвертичное время, особенно в Верхнеамурском геоблоке, способствовало изменению направления палеоруслу р. Амазар с широтного на юго-восточное. Интенсивный врез долины р. Амазар, перебив кор выветривания способствовали образованию тер-

расовых и долинных россыпей золота, касситерита и монацита бассейна рек Амазар, Шилка. На восточном продолжении Пришилкинской зоны, в палеодолине р. Амазар, отмечаются благоприятные условия для поисков погребенных россыпей золота.

По большинству данных, образование кайнозойских структур продолжается в настоящее время, с чем, в частности, связано несколько землетрясений мирового значения. Рифтовый сейсмоактивный парагенезис охватывает всю северную часть территории. Становой свод представлен горстовыми поднятиями в верховьях Алдана и Тимптона.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Территория листа богата разнообразными полезными ископаемыми, как рудными, так и нерудными. С XIX в. известны и интенсивно отрабатываются россыпи золота. Значительными запасами обладают золоторудные месторождения. Выявлены многочисленные перспективные проявления коренного золота, вольфрама, молибдена, меди, платины. Проявления железа, марганца, никеля, кобальта и ряда других полезных ископаемых на данной стадии изученности не обладают промышленной значимостью.

Из нерудного сырья следует отметить проявление оптического кварца в бассейне р. Бол. Ольдой и проявление апатита в верховьях Гилюя.

В Приамурье известны непромышленное месторождение и проявления каменных углей; в стадии разведки находится месторождение каменного угля в Эльгаканской впадине в верхнем течении р. Нюкжа. Многочисленные месторождения строительных материалов разведаны и частично освоены в районах, прилегающих к Транссибирской магистрали и трассе БАМ.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Уголь каменный. На рассматриваемой территории известны два месторождения и девять проявлений каменного угля.

В пределах Становой блоковой системы угленосность приурочена к межгорным впадинам, выполненным осадочными отложениями раннемелового возраста.

Месторождение каменного угля Эльгаканское (II-3-12)* расположено в северо-западной части Эльгаканской впадины, в верхнем течении р. Нюкжа, в 45 км к юго-западу от ж.-д. ст. Ларба Байкало-Амурской магистрали. Площадь месторождения (15 км²) опоискована буровыми скважинами и канавами в 1961–1962 гг. [546]. Нижнемеловые отложения тигнинской свиты мощностью до 600 м слагают мульду близширотного простирания. Продуктивна средняя пачка разреза мощностью 270 м, в которой вскрыто до 30 пластов и пропластков каменного угля, шесть из них имеют мощность от 1

* Здесь и далее в скобках указаны номера объектов и индексы клеток на карте полезных ископаемых и в базе данных.

до 3,15 м. Углы падения пластов от 15–20 до 40–60°. Угли длиннопламенные, низко-среднезольные (5–28 %), с выходом летучих 40–45 %, содержанием углерода 69–74 %, водорода – 4,8–5,3 %, высшей теплотой сгорания топлива 6750–7150 ккал/кг. Прогнозные ресурсы угля в пластах с промышленными параметрами составляют 135 млн т, из них категории P_1 – 75 млн т, P_2 – 60 млн т [324]. Месторождение расположено в зоне многолетней мерзлоты мощностью от 92 до 200 м. В настоящее время на нем проводятся разведочные работы.

Верхне-Амурский каменноугольный бассейн* совпадает по площади с одноименным окраинным прогибом и расположен на левобережье р. Амур в среднем и нижнем течении ее притоков – рек Уруша, Ольдой, Осежина, Буринда и Ольга. Угленосны континентальные отложения толбузинской свиты позднеюрского возраста, площадь развития которых образует Толбузинский каменноугольный район (0.1)**. Слабой угленосностью характеризуются породы среднеюрской ускалинской свиты. В пределах бассейна известны месторождение и девять проявлений каменного угля.

Месторождение Толбузинское (V-6-30) расположено в междуречье Буринда–Бутеф-2-й. Разведывалось в 1934 и 1940 гг. [353, 505], добыча угля не проводилась. Угленосные отложения толбузинской свиты прослежены вдоль р. Амур на 18 км в полосе шириной 6 км. Угленосными являются нижняя и верхняя части разреза свиты. В низах разреза вскрыто до восьми пластов каменных углей мощностью 0,2–4,5 м, падающих на юго-запад под углами 65–75°. Пласты сложные, невыдержанные по простиранию, с раздувами и пережимами. Угли тощие, высокозольные (40–49 %), с влажностью рабочей 1–2,3 %, выходом летучих 10–14 %, малосернистые (0,3–0,5 %), содержание углерода – 87–91 %, водорода – 3,6–5,4 %, высшая теплота сгорания – 7970–8320 ккал/кг. В верхней части разреза толбузинской свиты вскрыто семь пластов угля мощностью от 0,6 до 2,7 м. Залегание пластов осложнено тектоническими нарушениями, складчатостью. Угли жирные, средне-высокозольные (18–35 %), выход летучих 23–34 %, содержание серы 0,3–0,5 %, фосфора – 0,07–0,18 %, углерода – 87–90 %, водорода – 5–6 %, высшая теплота сгорания – 8640–8740 ккал/кг. Угли труднообогащаемые. Промышленного интереса месторождение не представляет.

В аналогичной геологической обстановке сформировались проявления каменного угля Буриндинские (V-6-16, 17), Ольгинское (V-6-38) и Исагачинское (V-6-24), расположенные в районе Толбузинского месторождения. В толбузинской свите вскрыты пласты и пропластки угля мощностью от 0,2 до 1,6 м. Угли клареновые, марок СС и Т, с зольностью 14–28 %, выходом летучих 4–19 %, содержанием серы 2–2,4 %, углерода – 79–94 %, водорода – 3–3,8 %, теплотой сгорания 7230–8611 ккал/кг [247, 324, 466, 597]. Промышленного значения углепроявления не имеют.

Пласты угля сложного строения и углистых аргиллитов мощностью от 0,1 до 1,4 м в верхнеюрских отложениях выявлены вблизи сел Свербеёво (IV-4-11), Бейтоново (V-5-14), Перемыкино (V-5-19), в устье р. Кутоманда

* Границы не отображены на КПИ и КЗПИ.

** Здесь и далее в скобках приведены номера минералогических подразделений.

(IV-4-12) [332, 465, 590]. Углепроявления обследованы с поверхности на ограниченной площади. Угли высокозольные, тощие. Линзы угля не выдержаны по простиранию, имеют падение под углами до 35–48° и практического интереса не представляют.

Толбузинский каменноугольный район оценивается как бесперспективный для выявления промышленных месторождений угля из-за сложного геологического строения, незначительных запасов и низкого качества угля.

Уголь бурый. Одно проявление бурого угля известно на северо-западе листа в долине р. Ненюга (II-2-37). Пропластки и линзы угля мощностью до 0,4 м отмечаются в песчаниках и алевролитах тигнинской свиты нижнего мела, слагающих Ненюгинскую рифтогенную впадину [545]. Поискового интереса углепроявление не представляет.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. По количеству выявленных на площади листа объектов (16 проявлений и 29 пунктов минерализации) железо занимает третье место после золота и молибдена. Наибольшими перспективами обладают железорудные проявления метаморфогенного и скарнового генетических типов.

Железорудные объекты формации железистых кварцитов метаморфогенного и метаморфогенно-метасоматического генезиса наиболее распространены в Становой блоковой системе. Достаточно большими ресурсами, причем высоких категорий, обладают проявления железа Ларбинской потенциальной железорудной зоны (ПРЗ) (2.0.1) и Джелтулакской минерагенической зоны (МЗ). Все они находятся на севере региона вблизи трассы БАМ.

В пределах Ларбинской ПРЗ в бассейне р. Верх. Ларба известны четыре проявления железа, приуроченных к блоку метаморфических пород ларбинской серии нижнего архея с линзовидными телами метагаббро и апоанортозитов: Лумбирское (I-4-44), Хорогочи-1 (II-4-9), Хорогочи-2 (II-4-17) и Кутыканское (II-4-54). Рудные тела представлены крутопадающими пачками переслаивания магнетитовых кварцитов с магнетитсодержащими кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами пуриканской свиты. Предполагается [537], что часть магнетитовых кварцитов является продуктом метасоматических изменений базит-гипербазитовых пород архейского возраста. Длина рудных залежей 150–1650 м, мощность от 7,4 до 90 м, общая протяженность достигает 20 км. Скважинами оруденение прослежено на глубину до 300 м, по геофизическим данным оно распространяется на глубину не менее 500–1000 м. Основным рудным компонентом является магнетит. Средние содержания железа магнетитового в рудах 15,67–31,96 %, титана – до 0,46 %, присутствуют германий – 3–7 г/т, платина – 0,5 г/т. Содержания вредных примесей (фосфора, меди, свинца, цинка) не превышают нормы, установленной промышленностью [429].

Проявление железа Агинканское (II-4-79) расположено в Уркима-Гетканском потенциальном железо-золоторудном районе (ПР) (3.1) Джелтулакской МЗ в верховьях р. Уркима. Рудные тела магнетитовых кварцитов линзо-пластообразной формы мощностью от 2 до 50 м слагают рудную залежь протяженностью 11 км в гнейсах odolгинской серии верхнего архея, приуроченную к зоне разлома северо-западного простирания. Среднее содержание железа магнетитового в рудах 22,13 %, присутствует германий в количестве 4–6 г/т [428].

Проявления Джелтулак-Бурпалинского молибденово-вольфрамово-железо-золоторудного ПР (3.2) Джелтулакской МЗ Бурпалинское (II-5-42), Седловинка (II-5-61) и Среднее (II-5-48) также локализованы в породах odolгинской серии. Они представлены пластовыми телами магнетитовых кварцитов и рудными залежами, состоящими из чередующихся слоев магнетитовых кварцитов и магнетитосодержащих кристаллических сланцев. Мощность рудных залежей 14,5–40 м, протяженность колеблется от 2,5 до 5 км. Основным рудным минералом является магнетит, его содержание достигает 80 %. Средние содержания железа в рудах 19,74–35,37 % [428].

Железные руды проявлений Ларбинской ПРЗ и Джелтулакской МЗ обладают высокими технологическими свойствами, легко и весьма легкообогатимы, с выходом концентрата до 47–51 % и извлечением железа из него до 99,8 %, лишены вредных примесей. Они отвечают требованиям промышленности для передела методом прямого восстановления железа. Учитывая благоприятное расположение объектов, возможно их освоение при дефиците в местных рудах.

Множество пунктов минерализации железа аналогичного типа располагаются в полосе от р. Олекма на западе до р. Тында на востоке в пределах описанных минерагенических зон (I-3-12; II-5-43 и др.), а также в бассейне р. Гиллой (II-6-55). Все они недостаточно изучены, перспективы их неясны.

К тому же формационному типу относится группа железорудных объектов, расположенных в верховьях р. Чичатка на восточном фланге Могочинского РР (5.1). На Чичаткинском проявлении (III-2-54) линзовидные тела магнетитовых кварцитов залегают среди биотитовых гнейсов могочинского метаморфического комплекса нижнего архея. Мощность рудных тел – от десятков сантиметров до 16 м, длина достигает 250–280 м. Содержание железа 28–30 % [280]. Предварительно оцененные запасы железа в количестве 10 тыс. т давно утратили промышленную значимость. В непосредственной близости от проявления расположены аналогичные по генезису пункты минерализации (III-2-45, 55). Их масштаб еще менее значителен.

В бассейнах рек Бол. и Мал. Ольдой известны проявления и пункты минерализации железа и титана титаномагнетитовой формации в дифференцированных раннеархейских метагабброидах олошкского комплекса. В Хайктинском РР (5.2) выявлены проявления Скарновое (III-3-40) и Клиновое (III-3-35), представляющие собой делювиальные свалы меланократовых метагаббро с вкрапленной магнетитовой минерализацией площадью 1,0 × 0,8 км и 0,1 × 0,3 км соответственно, с содержаниями (%) магнетита – от 10 до 4, FeO – до 8,93, Fe₂O₃ – 7,82–9,07, TiO₂ – 1,7–2,95, P₂O₅ – 0,15–0,41. В рудах проявления железа Скарновое обнаружены (г/т) платина – 0,45, палладий – 0,03, иридий – 0,007, родий – 0,1, золото – 0,8. Судя

по геофизическим данным, оруденелые метагаббро проявлений образуют единую рудную залежь северо-западного простирания мощностью 50–60 м в расслоенном теле раннеархейских метабазитов [71, 470]. Проявления слабо изучены, перспективы их пока неясны.

К той же формации относятся пункты минерализации железа и титана горы Лукинда (II-4-122, 125) и верховьев р. Геткан (II-5-34). Они приурочены к массивам габброидов лукиндинского и лучанского комплексов раннепротерозойского возраста и представлены зонами вкрапленных руд с небольшими скоплениями массивных руд, состоящих из магнетита, титаномагнетита и ильменита. Мощность отдельных рудных тел 5–10 м, содержание железа – до 15 %, двуокиси титана – до 5 % [323, 646]. В связи с небольшими параметрами оруденения эти пункты минерализации, по-видимому, малоперспективны.

В Амурской провинции в пределах Янкано-Джагдинской МЗ в бассейнах рек Бол. Ольдой, Янкан и Джалинда находятся проявления железных руд кремнисто-гематит-магнетитовой формации: Шахтаунское (III-4-102), Магнетитовое (III-5-65) и Джалиндинское (III-5-80). Повышенные концентрации железа, часто с сопутствующими марганцем и фосфором отмечаются здесь в динамометаморфизованных вулканогенно-осадочных породах янканской серии среднепалеозойского возраста. Магнетит-гематитовые и магнетитовые руды образуют пласты и линзы мощностью от первых см до 1 м, протяженностью до 850 м. Содержание железа в рудах достигает 39 %, отмечаются повышенные содержания марганца – до 5 % и фосфора – до 1 % [543]. Объекты не представляют практического интереса ввиду низких содержаний и незначительных параметров рудных тел.

На восточном фланге Шилка-Урканской ПМЗ в пределах Ольдойского железо-медно-золоторудного ПР (7.2) известно перспективное проявление железа и меди сульфидно-магнетитовой скарновой формации Тахтамыгдинское (III-4-140). Оно расположено вблизи Транссибирской магистрали, в 20 км к северо-западу от ж.-д. ст. Сковородино. Пирротин-халькопирит-магнетитовая минерализация приурочена к скарнам и роговикам в экзоконтакте гранитов позднепалеозойского урушинского комплекса, прорывающих песчаники, сланцы и известняки большеверской свиты девона. Выявлены четыре крупных и ряд мелких железорудных тел с сульфидами меди мощностью до 10–20 м, протяженностью до 760 м. Магнетитовые руды содержат 23–65 % железа (в среднем 50 %), халькопирит-магнетитовые и халькопиритовые руды – 0,5–3 % меди. В штучной пробе халькопирит-магнетитовых руд установлена платина – 0,6 г/т. По данным магниторазведки, оруденение распространяется на глубину до 400–700 м. Проявление заслуживает проведения поисковых и оценочных работ [493, 528].

Марганец. Немногочисленные объекты марганцевых руд сосредоточены в междуречье Ольдоя и Бол. Уркана в пределах Янкано-Джагдинской МЗ. Они приурочены к вулканогенно-осадочным комплексам пород янканской серии среднепалеозойского возраста и ассоциируют с кремнистыми осадками, переслаивающимися с вулканитами основного состава.

На проявлениях Джалиндинское (III-5-83) и Нагиминское (III-5-81) марганценозные залежи образуют линзовидные тела мощностью 1,2–6,0 м.

Марганцевое оруденение относится к марганценовой вулканогенно-кремнистой формации. Оно приурочено к кварц-полевошпатовым и кварцито-видным кремнистым породам, залегающим согласно с филлитизированными алевролитами и кварц-серицит-хлоритовыми сланцами. Содержание марганца в рудах составляет 1,28–9,75 %, фосфора – до 3 %. Марганцевые минералы (браунит, манганокальцит) образуют вкрапленность, реже сплошные массы. Проявления имеют первично-осадочное происхождение, на что указывает наличие в рудах реликтового манганокальцита [496]. Проявления изучены недостаточно, протяженность рудных тел не установлена.

Марганценовые вулканогенно-терригенные породы Янкано-Джагдинской зоны перспективны на выявление более высококачественных руд марганца и в комплексе с ним – фосфора.

Хром. Перспективы на хром рассматриваемой территории связываются с дифференцированными базит-гипербазитовыми интрузиями раннего архея и раннего протерозоя. Хромитовое оруденение отмечается в комплексе с платиновой минерализацией, подробно описанной в соответствующем разделе.

В дунитовых слоях Лукиндинского интрузива одноименного комплекса раннепротерозойского возраста на западном склоне горы Лукинда выявлены и прослежены по простиранию три горизонта хромитовых (5–10 %) дунитов мощностью 0,5–2 м с прослоями хромититов мощностью 2–3 см (II-4-126). Содержание оксида хрома в хромититах 28,11–28,27 %, суммы элементов группы платины (ЭПГ) и золота – 0,47–1,17 г/т [441, 620].

В верховьях р. Сред. Уркан в пределах Веселкинского дифференцированного массива ультрабазитов–базитов олошкинского комплекса раннего архея в пачке пироксенитов выделены три горизонта серпентинизированных хромитовых оливинитов с вкрапленностью хромита и магнетита (в сумме до 15 %). Содержание оксида хрома, по данным химического анализа, 4,41–8,62 %, по данным микрозондовых анализов – 11,7–22,98 % (III-5-2). Общая протяженность трех хромиторудных горизонтов 2,5 км [15, 441].

Литохимические ореолы хрома по потокам рассеяния приурочены к ксенолитам метаморфических пород основного состава среди гранитоидов (I-2-28, I-3-3, I-6-30). Содержание хрома в аллювии 0,01–0,025 %. Ореолы, по-видимому, бесперспективны.

Титан. На площади листа известны три проявления, два пункта минерализации, несколько россыпей и шлиховых потоков титана.

На северо-востоке листа на территории Республики Саха (Якутия) известны проявления титана и железа титаномагнетитовой формации Терпух (I-6-10) и Верхняя Кавакта (I-6-13). Они представлены крупными зонами вкрапленных и полосчатых руд в телах метагаббро-метагабброанортозитов бурпалинского комплекса позднего архея среди нижнеархейских гнейсов и кристаллосланцев. Мощность зон от 15–30 до 500 м, протяженность 1–3 км. Состав руд: ильменит, титаномагнетит, магнетит и апатит. Содержание (%) двуокиси титана 2,5–4,41, железа – 11,06–14,75, фосфора – 2,3. Вблизи этих проявлений, среди раннепротерозойских гранитоидов, установлены дайки аплитов и пегматитов, обогащенные ильменитом и рути-

лом (до 5 % от массы породы) [558, 592]. Проявления оцениваются отрицательно из-за низких содержаний и неравномерного распределения полезных компонентов. С ними связаны россыпи и шлиховые потоки минералов титана. Протяженность россыпи в аллювии р. Кавакта (I-6-2) составляет 8 км, ширина 100–250 м, мощность песков 2–12 м. Среднее содержание ильменита, титаномагнетита и рутила 30–80 кг/м³ [558]. Еще одна россыпь установлена в аллювии руч. Терпух (I-6-8). Содержание титаномагнетита в ней 4,0–13,7 кг/м³ [558, 592]. Россыпи не разведаны, запасы их не подсчитаны.

На левобережье р. Уркима среди основных кристаллических сланцев уркиминской свиты нижнего архея выявлены 15 горизонтов рутилсодержащих вторичных кварцитов протяженностью до 600 м при мощности 1–2 м (II-4-61). Содержание титана в штуфных пробах 0,5–5 %, количество рутила – до 92 кг/м³. Проявление оценивается отрицательно [537, 620].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. На рассматриваемой территории известно девять проявлений и 28 пунктов минерализации меди. Промышленные объекты до настоящего времени не выявлены, но перспективы их обнаружения достаточно велики.

В пределах Джелтулакской МЗ в междуречье Тынды и Бол. Джелтулака были установлены [456] признаки стратиформного медного оруденения формации медистых сланцев. На проявлениях 130-й км Малого Бама (Левотындинское, II-5-80) и 118-й км АЯМ (II-5-89) в рассланцованных и окварцованных метапесчаниково-черносланцевых отложениях нижнепротерозойской джелтулакской серии выявлены залегающие согласно с вмещающими породами рудные тела пластообразной формы и рудоносные зоны мощностью от 1 до 20 м, протяженностью до 500 м. Рудная минерализация вкрапленная и прожилково-вкрапленная, представлена халькопиритом, пиритом, галенитом, сфалеритом, молибденитом и вторичными минералами меди. Содержание меди в штуфных пробах 0,06–3 % (до 16 %), с ней ассоциируют свинец – 0,01–1 %, цинк – 0,01–0,3 %, молибден – 0,001–0,1 %, серебро – до 300 г/т, вольфрам – 0,06–0,15 %, золото – до 0,2 г/т. Более поздними работами [323] на Левотындинском проявлении выявлены слабые ореолы и разрозненные точки медной минерализации (десятые доли %), связанные с кварцем. Перспективы проявлений оцениваются отрицательно.

Проявление и пункты минерализации комплексных медно-никелевых руд сульфидной медно-никелевой формации известны в пределах дифференцированного базит-гипербазитового Лукиндинского массива одноименного комплекса. В зоне вкрапленного сульфидного оруденения оливинного габбро (II-4-124) и в жилах сульфидизированных габбро-пегматитов (II-4-119, 123) содержание меди 0,02–0,35 %. Подробнее объекты описаны в разделе «Никель». Массив перспективен на выявление промышленного медно-никелевого оруденения.

В Тунги́ро-Олекминской МЗ в долинах рек Олекма и Гобзякит расположена группа пунктов минерализации (I-1-33, 37, 42; I-2-31), представ-

ленных вкрапленностью халькопирита, часто с галенитом и пиритом, в брекчированных и окварцованных гранитах амананского комплекса поздней перми. В единичных пробах содержание меди достигает 0,38 % [273, 439, 554]. Объекты не оценивались. Анализ имеющейся информации позволяет обосновать их связь с медно-молибденовой порфировой формацией, а наиболее перспективную площадь выделить в состав Гобзякитского потенциального золото-медно-молибденоворудного узла (ПРУ) (4.0.1).

В Пришилкинской МЗ медь в основном является спутником золото-сульфидно-кварцевого и медно-молибденового золотосодержащего оруденения, связанного с гранитоидами амуджиканского комплекса и описанного в соответствующих разделах.

В Амурской провинции промышленное стратиформное медноколчеданное (с золотом) оруденение прогнозируется в пределах Янкано-Джагдинской МЗ в вулканогенно-кремнистых отложениях янканской серии среднепалеозойского возраста. В бассейнах рек Янкан и Джалинда выделены перспективные площади ранга потенциальных рудных полей, показанные как проявления Янканское, Джалиндинское и Кокразовское (III-5-59, 75, 60). Колчеданные (пиритовый, золото-пиритовый, золото-арсенопирит-пиритовый, золото-пирротин-пиритовый типы руд) и медноколчеданные (золото-халькопирит-пиритовый тип руд) стратиформные залежи имеют мощность от 1–5 до 110 м, протяженность от 100 до 2000 м. Большинство залежей приурочено к пачкам тонкого переслаивания углеродистых алевропелитов и кремнистых пород. Значительная их часть представлена сульфидизированными вулканиитами. Руды полосчато-вкрапленные, полосчатые, вкрапленные, реже массивные. Содержание меди в сульфидоносных залежах 0,003–10 % (в среднем 0,7–1 %), цинка – до 3 %, серебра – 0,5–5–10 до 100 г/т, золота – от следов до 0,7–0,9 г/т, реже 1 г/т и более (до 16,2 г/т) [496, 617, 619]. В пределах Кокразовского рудного поля кроме стратиформных рудных тел выделяется ореол прожилковой и прожилково-вкрапленной минерализации изометричной формы, пространственно совпадающий с ареалами развития невыраженных в масштабе карты штоков и даек гранодиорит-порфиров буриндинского(?) комплекса. Содержание меди в ореоле 0,01–5 %. Прогнозируется оруденение медно-порфирового типа [295, 491]. Проявления слабо изучены (рудоносные залежи выявлены по дражным отвалам, частично вскрыты единичными горными выработками), требуется их детальное опоискование.

В бассейне р. Бол. Ольдой на проявлении Шахтаунское (III-4-103) канавами вскрыт пласт пироксеновых метадолеритов среднепалеозойской бальдижакской толщи мощностью 130 м, протяженностью 1250 м. Метадолериты сильно лимонитизированы и содержат вкрапленность пирита и халькопирита с пренитом, эпидотом и хлоритом. Среднее содержание меди на мощность пласта 0,13–0,15 %, максимальное – 1 % на мощность 1,2 м [543]. Объект может представлять промышленный интерес, учитывая возможное увеличение содержания меди с глубиной в неокисленных зонах.

В Шилка-Урканской ПМЗ известно проявление медно-железных скарнов Тахтамыгдинское (III-4-140), подробно описанное в разделе «Железо», и два пункта минерализации меди (III-4-115, 119) сульфидно-магнетитовой скарновой формации. Содержание меди в халькопирит-магнетитовых и халькопиритовых рудах проявления 0,5–3 %, пунктов минерализации –

от 1 до 10 %. Прогнозируется [493, 528] среднее по запасам месторождение железа и меди.

В северной части Холоджикано-Калтагайского ПРР (7.1) Шилка-Урканской ПМЗ находится ряд пунктов минерализации меди (IV-2-10, 12, 21, 49, 55) на левобережье р. Амазар. Они приурочены к кварц-серицитовым гидротермалитам разрозненных тектонических зон, в основном в кристаллических породах архея и палеозоя. Содержание меди составляет 0,01–0,4 %. Совместно с медью присутствуют золото (0,01–1 г/т), цинк (0,01–0,05 %), реже мышьяк (0,01–0,02 %), серебро (0,0015–0,007 %), вольфрам (0,005–0,05 %), висмут (0,02 %), молибден (0,007 %) [388]. Невысокие концентрации полезных компонентов при отсутствии контрастных вторичных геохимических ореолов и близкого расположения потенциально рудоносных интрузий не позволяет на настоящем этапе изучения дать этим объектам положительную оценку.

Перспективной для поисков промышленного медного оруденения является площадь Уровского свинцово-медно-золоторудного узла (11.2.2) Газимурской МЗ в юго-западном углу территории листа. Здесь установлены пункты минерализации (VI-1-76, 82, 86, 116, 118, 119), которые характеризуются сочетанием скарнового и гидротермального типов оруденения, являющихся, вероятно, звеньями единой медно-порфировой рудной системы, связанной с неэродированными интрузиями гранитоидов средне-позднеюрского шахтаминского комплекса. Пункт минерализации Ассимунский (VI-1-118) представлен жильнообразным телом скарнов в породах урульгинского метаморфического комплекса раннего протерозоя. Содержание меди 5,92 %, цинка – 0,66 %, золота – до 2,2 г/т, серебра – 59,6 г/т, мышьяка – 0,11 %. Пункт минерализации Луговой (VI-1-116) расположен в борту долины р. Уров вблизи Гулинского золоторудного проявления (VI-1-117) и характеризуется идентичным с ним геологическим строением. Участок изучался на золото на стадии поисковых работ [425]. Выявлена минерализованная зона шириной 500 м, прослеженная на 400 м, с интервалами мощностью 1–20 м, в которых содержания меди составляют 0,04–0,8 %, золота – 0,1–3 г/т, серебра – 20–100 г/т, свинца – до 1 % и более, цинка – до 3 %, висмута – до 0,1 % и более, мышьяка – до 0,3 %. Оценка участка на медь не проводилась.

Оруденение молибден-медно-порфировой золотосодержащей формации прогнозируется на юго-востоке листа в Гонжинском РР (8.1) Умлекано-Огоджинской МЗ. В бассейне р. Бол. Орел (левого притока р. Уркан) в пределах медно-серебро-золоторудного Игакского ПРУ (8.1.5) установлены проявления Зона Порфировая (IV-6-26) и Зона Геофизическая (IV-6-18). В гранитах и гранодиоритах раннемелового верхнеамурского комплекса, прорванных пластовыми телами гранодиорит-порфиоров буриндинского комплекса и раннемеловыми дайками кислого и среднего состава, выявлены рудоносные зоны протяженностью 1,4–4 км при ширине выхода до 550 м. Зоны сложены трещиноватыми, окварцованными, лимонитизированными, аргиллизированными гранитоидами с тонкой вкрапленностью сульфидов и маломощными сульфидно-кварцевыми прожилками. Рудные тела выделяются только по данным опробования. Основные рудные минералы (до 4–5 %) – халькопирит, молибденит, пирит, реже галенит. Содержание меди в рудных телах 0,1–1 %, молибдена – до 0,3 %, золо-

та – до 1,16 г/т. Практический интерес представляют также серебро – до 19,6 г/т и вольфрам – до 1,16 % WO_3 . На перспективном проявлении Зона Порфировая прогнозируется среднее по масштабу месторождение комплексных молибден-медных руд с золотом и серебром [359].

Пункты медной минерализации гидротермального генезиса медно-кварц-сульфидной формации (II-4-99, IV-6-32 и др.) представлены, как правило, кварц-сульфидными жилами и оценены как малоперспективные.

Свинец, цинк на площади листа имеют «сквозное» распространение с преимущественной концентрацией в пределах установленных и предполагаемых рудных узлов с молибденовой, медной и золоторудной специализацией. Установлены четыре проявления и 42 пункта минерализации свинца и цинка. Самостоятельного промышленного значения они не имеют.

В пределах Становой блоковой системы наиболее значительным объектом полиметаллического оруденения является проявление свинца с золотом и серебром Курбатовское (II-6-29), известное с 1915 г. Оно находится в Южностановой ПМЗ в устьевой части р. Бол. Джелтулак. Проявление приурочено к северному эндоконтакту крупного массива гранитоидов тукурингского комплекса и расположено в борту вулканогенного грабена, выполненного ранне-меловыми вулканитами бомнакского комплекса. Оруденение контролируется зоной разлома северо-восточного простирания. В катаклазированных и березитизированных гранитах установлены 11 невыдержанных по простиранию и падению разноориентированных кварц-сульфидных жил и прожилков мощностью до 18 см, разделенных участками бедных вкрапленных руд. В составе руд присутствуют галенит, тетраэдрит, халькопирит, пирит, пирротин, сфалерит, самородное золото и серебро. Содержание свинца в рудах 0,47–28,45 %, отмечаются также цинк (0,26–0,77 %), медь (0,35–3,07 %), сурьма (0,33–1,8 %), серебро (до 500 г/т и более), золото (0,8–6 г/т). Запасы свинца по главной жиле составили 18,2 т [471].

Оруденение Курбатовского проявления относится к золото-сульфидно-кварцевой формации. Проявление на глубину не изучалось. Если учесть предполагаемый верхнерудный уровень эрозионного среза, здесь вероятно выявление промышленных комплексных руд при ведущем значении золота. На расположенном неподалеку проявлении Фарт (II-6-27) свинец и цинк также сопутствуют золоту. Содержание свинца в катаклазированных, окварцованных и сульфидизированных гранитах раннего протерозоя здесь достигает 0,7 %, цинка – 0,3 % [382, 455].

Свинец и цинк сопутствуют серебру и золоту на проявлении Моготинское (I-6-29), расположенном на северо-востоке территории листа в пределах Северостановой МЗ. В зонах окварцованных брекчий с сульфидной минерализацией (галенит, сфалерит, халькопирит) содержание свинца 0,06–10 %, цинка – 0,004–0,01 %, серебра – 3,8–419 г/т (максимальное – 1197 г/т на 2 м мощности) [558, 588]. Проявление перспективно главным образом на серебро.

Повышенные концентрации свинца и цинка установлены на золоторудном месторождении Березитовое (III-3-2), подробно описанном в соответствующем разделе. Среднее содержание цинка в балансовых рудах, представленных сульфидизированными турмалинсодержащими гранат-

кварц-серицитовыми метасоматитами — 0,93 %, свинца — 0,57 % [656]. В связи с невысоким содержанием свинца и цинка в руде извлечение их нерентабельно.

В Шилка-Урканской ПМЗ наиболее масштабным объектом свинцово-цинковой минерализации скарнового типа является проявление Устье Тамары (IV-2-18), которое находится на правом берегу р. Амазар в пределах Калтагайского молибден-золоторудного прогнозируемого узла (7.1.1). Оруденение приурочено к небольшому выходу карбонатно-терригенно-вулканогенных образований солонцовской толщи среднего–верхнего рифея в зоне разлома северо-восточного простирания. Среди скарноидов диопсид-тремолит-актинолитового состава в экзоконтакте гранитоидов палеозойского возраста вскрыто рудное тело мощностью 4,5 м со средним содержанием свинца 3,5 %, цинка — 3,2 %, серебра — 86 г/т, золота — 0,2 г/т. Рудные минералы — галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, ильменит, пентландит, церрусит, смитсонит. Прогнозируется малое месторождение свинца и цинка с серебром и золотом [388, 651].

Примером оруденения свинцово-цинковой жильной формации является проявление Мало-Инимское (IV-5-11), расположенное на левобережье р. Мал. Невер в пределах Инимского ПРУ (8.1.1) Умлекано-Огоджинской МЗ. Проявление представлено жилами кварца с вкрапленностью галенита, пирита и, реже, молибденита мощностью до 2 м, протяженностью первые сотни метров. Рудные тела локализованы в раннепротерозойских гранитах чаловского комплекса, прорванных дайками субщелочных гранит-порфиров мадагачинского комплекса поздней юры. Содержание свинца в жилах 0,1–3 %, цинка — до 1 %, молибдена — до 0,3 %, висмута — 0,01–1 %, серебра — от 10 до 300 г/т [326, 610]. Проявление сопровождается литохимическим ореолом свинца площадью 16 км², с содержанием последнего в рыхлых отложениях 0,0048–0,0053 %. Проявление не имеет практического значения ввиду малой мощности и протяженности кварцевых жил.

Проявление свинца Ульдугичинское (IV-5-33), расположенное в 20 км к юго-западу, идентично Мало-Инимскому и также не представляет промышленного интереса.

Никель, кобальт. На площади листа известны три проявления и шесть пунктов минерализации никеля и кобальта. Большая их часть относится к магматическому типу сульфидной медно-никелевой формации и генетически связана с габбро-гипербазитовыми массивами раннепротерозойского возраста.

Наиболее крупное проявление Сульфидное (II-4-124) приурочено к Лукиндинскому расслоенному дунит-троктолит-габбровому плутону одноименного комплекса. В горизонте оливинового габбро на 160 м прослежена зона вкрапленного сульфидного оруденения северо-западного простирания мощностью до 20 м (в среднем 10 м). Сульфиды (до 10 % от массы породы) представлены пирротином и пентландитом, в меньших количествах — халькопиритом, валлеритом, кубанитом. Среднее содержание (%) никеля в зоне — 0,3 (максимальное по бороздовым пробам — 0,5), меди — 0,15, кобальта — 0,015. По падению зона на расстоянии 150 м от поверхности выклинивается [620, 646].

В 1992–1993 гг. переопробованием керна скважины на проявлении на глубине 339–341 м выделен интервал сульфидной вкрапленности в дуните, в котором отмечен обогащенный сульфидами (до 10 %) горизонт мощностью 10 см с содержанием никеля 0,187 %, кобальта – 0,02 %, суммы ЭПГ и золота – 1,6 г/т.

Еще два проявления, установленные в пределах Лукиндинской интрузии – Жила Центральная (II-4-119) и Жила Восточная (II-4-123) – приурочены к крутопадающим зонам дробления субширотного простирания мощностью 0,5–3 м, протяженностью 400–600 м. Габбро зон дробления содержат вкрапленность пирротина, пентландита, халькопирита, пирита, марказита. Содержание (%) никеля – 0,03–0,2, кобальта – 0,01–0,03, меди – 0,02–0,2 [328]. Массив перспективен на выявление промышленного никелевого оруденения в комплексе с медью, кобальтом и платиной.

Содержание никеля в небольшом (0,4 км²) массиве серпентинизированных перидотитов лукиндинского комплекса на хр. Чернышева (II-3-18) достигает 0,6 %, в массиве гиперстенитов и дунитов позднего архея в бассейне р. Тимптон (I-6-17) – 0,3 % [408, 592].

Признаки никеленосной коры выветривания установлены в районе пос. Соловьевск в пределах Янкано-Джагдинской МЗ в серпентинитах и серпентинизированных габброидах пиканского комплекса ранней перми (III-5-62). Содержание никеля в дезинтегрированных породах 0,01–1,0 % (среднее 0,242 %) [617].

Контрастные литохимические ореолы никеля и кобальта выявлены в междуречье Мал. Эльгакан–Нюкжа (II-3-2), в верховьях рек Могот и Олонгро на северо-востоке листа (I-5-40; I-6-35). Ореолы приурочены к выходам основных кристаллосланцев и гнейсов раннего архея; в пределах последнего ореола отмечаются также небольшие тела габброидов раннепротерозойского лучанского комплекса. Содержание никеля в донных отложениях 0,0045–0,0076 %, кобальта – 0,0025–0,003 %. На западе территории никель образует два вторичных геохимических ореола (III-2-109, VI-1-111) с содержанием 0,02–0,08 %, связанных с массивами габброидов палеозойского возраста и не представляющих поискового интереса. Природа ореола кобальта на левобережье Уруши (IV-3-19) не выяснена.

Молибден является одним из ведущих полезных ископаемых на территории листа. По количеству объектов он уступает только золоту. Несмотря на это, промышленные молибденоворудные объекты до настоящего времени здесь не выявлены. Известно 28 проявлений и 60 пунктов минерализации молибдена. Большинство из них относятся к кварц-молибденитовой, молибден-медной, медно-молибденовой порфиоровым и золото-сульфидно-кварцевой формациям и связаны с гранитоидами амананского, шахтаминского, амуджиканского и тымагерского комплексов. Наиболее значительные объекты расположены в пределах активизированных структур Становой блоковой системы в Желтулакской, Тунгино-Олекминской и Пришилкинской МЗ.

Проявления и пункты минерализации молибдена Желтулакской МЗ локализируются в зонах разломов и не имеют отчетливой связи с определенными интрузивными комплексами. Наиболее изученным объектом молиб-

денового (с вольфрамом) оруденения зоны на территории листа является проявление Верхнебурпалинское (II-5-38) скарнового типа. Оно находится в верховьях р. Бурпала, левого притока р. Тында. Молибденовое оруденение приурочено к телам скарноидов и пегматитов в поле развития архейских гнейсов и раннепротерозойских сланцев с прослоями доломитовых мраморов. Рудная минерализация представлена просечками, гнездово-вкрапленными выделениями и рассеянной вкрапленностью молибденита с подчиненным количеством пирита, шеелита, халькопирита, галенита и марказита. В рудных интервалах со средним содержанием молибдена 0,5 % в повышенных концентрациях установлен вольфрам (до 0,5 %). Самостоятельного значения проявление не имеет, но может попутно эксплуатироваться при разработке вольфрамовых руд Гетканчикской потенциальной рудоносной зоны (3.2.1) [323, 376, 423, 493].

На проявлении Желтулакское (II-5-90) в верховьях р. Бол. Желтулак кварцево-прожилковая молибденитовая минерализация образует штокверковую зону протяженностью 500 м в сланцах желтулакской серии. Содержание молибдена 0,1–0,3 %. Возможно выявление малого месторождения молибдена, рекомендуется дальнейшее изучение проявления [320, 342].

На северо-западе рассматриваемой территории в Тунги́ро-Олекминской МЗ основная часть молибденоврудных объектов связана с интрузивными массивами Тунгирского плутона позднепермского амананского комплекса. Большинство их при слабой изученности не оценено до настоящего времени.

Иличинское проявление (II-1-3) молибденовой порфи́ровой формации находится в бассейне верхнего течения р. Иличи. Представляет собой штокверк неправильной формы площадью 0,2 км² в апикальной части массива порфи́ровидных гранитов амананского комплекса. Штокверк образован густой сетью разноориентированных кварцевых и молибденит-кварцевых прожилков и невыдержанными по мощности и направлению зонами грейзенизированных пород. Он сопровождается ореолом гидротермально измененных гранитоидов площадью 1,3 км² и вторичным геохимическим ореолом в рыхлых отложениях площадью 9 км² с содержанием молибдена 0,001–0,3 %. Содержание молибдена в штокверке 0,01–0,1 % (до 0,04–0,96 %), в среднем 0,0238 %. Неравномерная вкрапленность и гнездовые скопления тонкодисперсного и мелкочешуйчатого молибденита приурочены к кварцевым прожилкам и трещинам в гранитах [273]. Перспектив промышленного освоения проявление не имеет.

Большая часть известных проявлений молибдена на восточном фланге Тунги́ро-Олекминской МЗ в бассейне р. Нюкжа и в верховьях р. Бол. Ольдой также связана с гранитоидами амананского комплекса. Это проявления Конус (II-3-25), Джалу (II-4-116), Солокит (II-4-132) и др. Все они относятся к кварц-молибденитовой рудной формации и подразделяются на два морфологических типа – жильный и штокверковый. Масштабы проявлений незначительны, руды бедные и убогие, в ряде случаев характерно повышенное содержание золота.

На востоке Пришилкинской МЗ молибденовое оруденение связано с гранитоидами амуджиканского комплекса, образующими в бассейнах рек Ольдой и Уруша обширный, слабовскрытый на современном эрозионном

уровне Хайктинский плутон. В пределах зоны в его эндо- и экзоконтактах локализованы многочисленные проявления кварц-молибденитовой формации штокверкового, жильного типа и в минерализованных зонах дробления, иногда с промышленными содержаниями золота, меди и вольфрама: Урушинское (II-3-47), Стрелка (II-3-51), Среднемеридиональное (III-3-17), Иликан (III-3-25), Средне-Иличинское (III-4-5), Монголийское (III-4-42) и др. Последние два проявления являются наиболее крупными и хорошо изученными; ранее они рассматривались как непромышленные месторождения.

На проявлении Средне-Иличинское (III-4-5) маломощные кварцевые прожилки с пиритом и молибденитом образуют штокверковые зоны размером от 250×250 м до $1,1 \times 2$ км во вмещающих вулканитах кислого состава верхнепермской чичаткинской свиты на контакте их с граносиенитами амуджиканского комплекса. Содержание молибдена в рудных штокверках 0,03–2 %, в среднем 0,06 %. Отмечаются повышенные содержания меди – до 0,1 %, цинка и свинца – до 0,06 %, серебра – до 10 г/т [350, 430, 534]. Проявление перспективное, рекомендуется проведение на нем поисковых и оценочных работ.

Проявление Монголийское (III-4-42) приурочено к наднапикальной части Хайктинского массива гранитоидов амуджиканского комплекса. Выделяются три типа руд: жильные, прожилково-вкрапленные в минерализованных зонах разломов и зоны окварцевания и пиритизации. Кварцевые жилы (более 50) имеют протяженность 10–620 м по простиранию, до 50–60 м на глубину, мощность 0,1–4,8 м (до 12 м). Рудные минералы представлены пиритом, молибденитом, халькопиритом, реже арсенопиритом и блеклыми рудами. Среднее содержание молибдена по жилам от 0,02 до 0,3 %, максимальное 0,975 %, в зальбандах жил – до 3 % и более. Содержание золота в жилах 0,1–5 г/т, меди и свинца – до 1 %. В минерализованных зонах разломов содержание молибдена до 0,07 %, в оруденелых метасоматитах – не более 0,06 % [351, 365, 435]. Проявление изучено недостаточно. Не до конца оценены его перспективы на крупнообъемное оруденение. Оно может также представлять интерес с точки зрения коренной золотоносности.

Восточнее, в верховьях р. Бол. Ольдой расположены еще два проявления молибдена – Оборонное и Веселое.

Проявление Оборонное (II-4-136) приурочено к минерализованной зоне смятия системы разломов широтного простирания в гранитоидах позднестанового комплекса вблизи их контакта с гранитоидами амуджиканского комплекса. Руды вкрапленные, сульфидно-кварцево-жильные и брекчиевые, по составу кварц-молибденит-шеелитовые с касситеритом, халькопиритом и пиритом. Содержание молибдена от 0,001–0,01 % во вкрапленных рудах до 0,1–0,2 % в жилах и до 1–2 % в брекчиевых рудах. В пределах зоны выделены два молибденоворудных штокверка с параметрами 400×250 и 1000×100 м и средними содержаниями молибдена 0,1 и 0,065 %. Попутные компоненты (WO_3 – 0,04 %, медь – до 1 %) увеличивают ценность руд [364, 411, 435].

Проявление Веселое (II-4-134) подобно проявлению Оборонное по геолого-структурным и минералого-геохимическим особенностям. Здесь выявлено как кварцево-жильное, так и штокверковое оруденение. Содержа-

ние в рудах молибдена 0,002–1,7 %, среднее содержание молибдена в двух наиболее крупных жилах (всего известно 17 жил) 0,3 и 0,19 % на мощность 0,7 и 1,0 м при их протяженности 720 и 750 м. Запасы молибдена, подсчитанные В. Т. Кадешем [434] по этим жилам в количестве 870 т, не были утверждены из-за отсутствия кондиций.

Проявление молибдена Лунное (II-3-46), расположенное в бассейне р. Тогами, представляет оруденение молибденовой порфировой рудной формации. Березитизированные гранитоиды раннетриасового нерчуганского комплекса на контакте со штоком гранодиорит-порфиров позднерусского амуджиканского комплекса вмещают пирит-молибденит-кварцевые прожилки, образуя изометричный ореол площадью 0,6 км². Руды прожилково-вкрапленные и вкрапленные. Содержание молибдена 0,01–0,08 %, меди – до 0,1 %. Проявление слабо изучено [615, 534].

В пределах Березитового РУ (5.2.2) Пришилкинской МЗ в бассейне р. Хайкта выявлены комплексные молибден-урановые руды, локализованные в гидротермально-метасоматически измененных породах десовского риолит-трахириолитового комплекса раннего триаса (III-3-3, 13 и др.). Наиболее крупным из них является месторождение урана и молибдена Кремнистое (III-3-13), более детально описанное в разделе «Уран». Содержание молибдена в оруденелых каолинит-гидрослюдистых вторичных кварцитах 0,01–0,3 % на мощность от 0,3 до 13,2 м. Месторождение не разведано, запасы молибдена оценены в количестве 146 т, суммарные прогнозные ресурсы категорий Р₁ и Р₂ отвечают среднему по масштабам месторождению [345, 376, 493].

Проявления бериллия с молибденом грейзенового типа Глубокое (II-4-133) и Высокое (II-4-130) на востоке Пришилкинской зоны ассоциируют с субщелочными гранитами нерчуганского комплекса. Содержание молибдена в зонах грейзенизации 0,005–0,3 %.

На западе Пришилкинской МЗ молибден в основном является спутником золото-сульфидно-кварцевого оруденения, связанного с гранитоидами амуджиканского комплекса. Наиболее показательным является пункт минерализации Каменистый (IV-1-39), расположенный на западе листа в пределах Большемогаочинского ПРУ (5.1.5). Оруденение контролируется субширотной зоной разломов. Рудоносная площадь сложена гранитоидами поздней перми, прорванными единичными штоками гранодиорит-порфиров, дайками лампрофиров, диорит-порфиритов, гранит-порфиров амуджиканского комплекса. Содержание молибдена в молибденит-кварцевых жилах мощностью 0,1–2,7 м достигает 6,1 %, золота – 3,0 г/т, меди – 0,9 %, вольфрама – 0,4 %, свинца – 0,09 % [388]. Участок изучен недостаточно, представляет интерес в первую очередь для поисков золото-сульфидно-кварцевого оруденения.

В Шилка-Урканской ПМЗ молибденоворудные объекты (IV-2-24, 27, 29) в основном сконцентрированы в бассейне р. Кудичи в пределах Калтагайского ПРУ (7.1.1). Здесь по геофизическим данным на глубине около 500 м предполагается крупный массив потенциально-рудоносных гранитоидов, приуроченный к узлу пересечения глубинных разломов северо-восточного, субмеридионального и северо-западного направлений. На уровне современного среза это выражается обилием даек диорит-порфиритов

и гранодиорит-порфиров, а также площадным развитием фельдшпатизированных, серицитизированных, окварцованных пород и комплексным вторичным ореолом рассеяния молибдена (0,005 %), вольфрама (0,0007 %) и меди (0,005 %). Молибденит концентрируется в кварц-калишпатовых метасоматитах и зонах прожилкового окварцевания. Содержание (%) молибдена – 0,01–0,1, вольфрама – до 0,015, меди – 0,01–0,1, мышьяка – 0,04, сурьмы – до 0,07, цинка и свинца – до 0,02, золота – 0,01–0,07 г/т [388]. Рудные тела с промышленными или близкими к ним содержаниями полезных компонентов не установлены, что объясняется недостаточной изученностью участка.

Вольфрам. Вольфраморудные объекты на территории листа немногочисленны и недостаточно изучены. Всего известно семь проявлений и 12 пунктов минерализации вольфрама.

Промышленное вольфрамовое оруденение шеелитовой скарновой формации прогнозируется в Гетканчикской молибденово-вольфрамовой ПРЗ (3.2.1) Джелтулакской МЗ в междуречье Тынды–Геткан. Вольфраморудные объекты приурочены к зоне Джелтулакского глубинного разлома и ассоциируют пространственно с малыми интрузиями нерчуганского комплекса раннего триаса.

Наиболее изученным и перспективным является проявление вольфрама с молибденом Гетканчикское (II-5-46). Площадь проявления сложена сланцами нижнепротерозойской желтулакской серии, прорванными интрузией гранитоидов раннепротерозойского возраста, а также дайками кислого и среднего состава раннего мела. Вольфрамовое оруденение локализовано в зонах скарноидов и зонах прожилкового окварцевания. В скарноидах оно образует на флангах массива гранитоидов две зоны вкрапленной минерализации протяженностью 700 и 1500 м, мощностью 15–68,5 м. Зона прожилкового окварцевания (прожилки развиты по всем породам, включая скарноиды) имеет форму линейного штокверка площадью 0,1 км². Рудные минералы представлены преимущественно шеелитом, пиритом, молибденитом, халькопиритом. Содержание WO₃ в скарноидах 0,02–0,17 %, в штокверке – до 10 % (0,3 % на 0,8 км), молибдена – соответственно до 0,2 % и 0,011–0,034 %. Уровень эрозионного среза вольфрамоносного кварц-шеелитового штокверка оценивается как верхнерудный [323].

Проявление Чек-Чиканское (II-5-49) находится в 7 км северо-западнее Гетканчикского в аналогичной геолого-структурной обстановке. Содержание WO₃ в скарноидах с вкрапленностью шеелита, молибденита и марказита достигает 0,115 % [323, 376, 541].

В молибденоворудных проявлениях Пришилкинской МЗ в бассейне р. Бол. Кенгурак Среднемеридиональное (III-3-17) и Иликан (III-3-25), связанных с гранитоидами амуджиканского комплекса, в кварцевых жилах и прожилках наряду с молибденитом отмечается шеелит. Содержание вольфрама достигает 0,1–0,2 %.

Проявление вольфрама Сергеевское (III-3-62) вольфрамовой сульфидно-кварцевой березитовой рудной формации находится на восточном фланге Могочинского РР (5.1) Пришилкинской МЗ в верховьях р. Бол. Омутная. Оно представляет собой серию сближенных кварцевых жил с губне-

ритом, шеелитом и другими сульфидами с содержанием WO_3 0,002–8,7 % [356, 603, 608]. Проявление пространственно ассоциирует с субщелочными гранитами нерчуганского комплекса. Перспективы объекта, по-видимому, невелики из-за незначительных ресурсов и низкого содержания вольфрама.

К той же рудной формации относятся выявленные в последние годы [493] в пределах Умлекано-Огоджинской МЗ в междуречье Магдагачи и Уркана перспективные проявления вольфрама с медью и висмутом Луговое (IV-6-52) и Бекет (IV-6-48). Кварцевые жилы с халькопиритом, шеелитом, магнетитом, пиритом, галенитом и хейровскитом образуют жильные зоны мощностью до 50 м, протяженностью до 1 км. Содержание (%) вольфрама – 0,1–1, меди – до 4,49, висмута – до 1. Оруденение предположительно связывается с гранитоидами раннемелового верхнеамурского комплекса. Ближайшим аналогом являются вольфрамовые месторождения Джигдинского рудного поля (Западное Забайкалье) и Букука (Восточное Забайкалье).

В Шилка-Урканской ПМЗ известно проявление вольфрама Падь Восьмая (IV-2-120), расположенное в 38 км от ж.-д. ст. Амазар, в 6 км восточнее Даванского золоторудного проявления в пределах Холоджиканского ПРУ (7.1.2). Оруденение представлено минерализованными зонами в тектонитах меланжа раннемелового динамометаморфического комплекса Северо-Тукурингского разлома, сконцентрированными на площади 0,7 км² на границах блоков пород различного литологического состава. Породы прорваны дайками раннемеловых гранит-порфиров, интенсивно серицитизированы, окварцованы, каолинизированы, графитизированы, карбонатизированы. Выделяются рудные тела с золото-вольфрамовой и золото-серебряной минерализацией протяженностью до 900 м, мощностью от 1 до 9 м. Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, шеелитом, галенитом, халькопиритом, блеклыми рудами. Содержание WO_3 в рудных телах 0,1–0,7 % (в среднем 0,28–0,55 %), золота – 0,2–2,8 г/т [389].

Вольфрамовое оруденение Омутнинского ПРУ (7.0.1) Шилка-Урканской ПМЗ приурочено к зоне Омутнинского разлома северо-западного простираения. Вмещающими породами служат палеозойские карбонатно-терригенные и мезозойские песчано-алевролитовые отложения, прорванные штоками субщелочных гранитов хорьковского комплекса раннемелового возраста. Здесь известны проявления вольфрама (с оловом) Осеннее (IV-3-26) и вольфрам-бериллиевое проявление Ольгинское (IV-3-22), более подробно описанное в разделе «Бериллий». Оруденение кварцево-жильного типа в сочетании с вкрапленным локализовано в экзо-, реже эндо-контактах тел гранитов. Мощность кварцевых жил 0,15–4 м, протяженность 100–150, до 1000 м. Кроме вольфрамита и шеелита, в жилах и вмещающих грейзенизированных породах отмечаются галенит, висмутин, касситерит и флюорит. Содержание WO_3 в жилах 0,01–1,32 %, олова – 0,017 % (на мощность 2,5 м), окиси бериллия – до 0,1 %; вмещающие породы содержат до 0,3 % WO_3 и до 131 г/т серебра [525, 526]. Вольфрамовое оруденение связано с субщелочными гранитами хорьковского комплекса и относится к вольфрамит-кварцевой грейзеновой формации. По существующим прогнозным оценкам, проявление вольфрама Осеннее относится к малым объектам.

Олово. Оловорудные объекты распространены на юго-западе территории в пределах Ундино-Газимурской и Газимурской минерагенических зон. Известно восемь пунктов минерализации олова, связанных с разновозрастными гранитными формациями. Обычно олово присутствует в материнских породах в количествах, типичных для аксессуарных компонентов, обнаруживая слабую тенденцию к накоплению в образованиях пневматолитовой и гидротермальной стадий. Как правило, содержания олова в пунктах минерализации не превышают первых сотых долей %. Содержания касситерита в шлиховых ореолах чаще всего знаковые.

Ртуть на территории листа не обнаруживает промышленно значимых концентраций. Известно 10 проявлений и четыре пункта минерализации ртути. Большая их часть размещается в пределах Янкано-Джагдинской МЗ вдоль разломов, ограничивающих Амуро-Охотскую складчатую систему, внутренних межблоковых глубинных разломов и надвигов. Наиболее интересным является проявление ртути Двойное (III-6-56), расположенное в бассейне Уркана, где в субширотной зоне брекчирования в песчаниках позднеюрско-раннемеловой стрелкинской свиты установлены два небольших линзовидных рудных тела со средними содержаниями ртути 1,9 и 0,18 % на мощность соответственно 0,92 и 0,8 м. Ввиду благоприятной геологической обстановки – наличия надвига, экранирующего оруденение, участок рекомендован для детальных поисковых работ [369, 606]. На остальных проявлениях Янкано-Джагдинской зоны содержание ртути в кварцевых жилах и минерализованных зонах дробления, как правило, незначительной мощности не превышает десятые доли %.

В Пришилкинской и Газимурской МЗ пункты минерализации ртути сгруппированы на периферии Бухтинского ПРУ (5.1.1), Десинско-Кулинского РУ (5.1.2), Среднеуркинского ПРУ (5.1.4) и в Лубиинском РУ (11.2.1). Наиболее перспективен Марьинский пункт минерализации (VI-1-43), расположенный в Лубиинском РУ на левом борту протоки Студеная. Участки развития тонкопрожилковой и вкрапленной киноварной минерализации (не более 1–5 %) в брекчированных окварцованных известняках и доломитах ильдижанской свиты нижнего–среднего девона, сконцентрированы в дугообразной зоне шириной до 200 м и длиной до 800 м. Минерализация локализована в крыльях сжатых линейных складок. Содержания ртути в единичных случаях достигают 0,15–3,0 %. Отмечаются повышенные содержания (%) свинца и цинка – от тысячных до десятых долей, редко 1–5, серебра – 0,0001–0,002, сурьмы – 0,001–0,02, мышьяка – 0,005–0,01, редко 0,1–0,2, бария – 0,01–0,1 (до 1–5) [564]. Оценка участка не завершена.

Шлиховые ореолы киновари на изученной площади имеют повсеместное распространение и тенденцию к локализации в зонах региональных разломов и на периферии рудных узлов, что хорошо подчеркивает их зональность. Площади ореолов составляют от первых десятков до первых сотен км². Содержания киновари, как правило, знаковые.

Мышьяк. Известные пункты минерализации (IV-1-51, V-1-31, VI-1-93) и многочисленные литохимические ореолы рассеяния мышьяка не имеют самостоятельного поискового значения и являются, как правило, индикаторными.

торами золото-сульфидно-кварцевого оруденения. Содержания мышьяка в пунктах минерализации не превышают десятых долей %, а в геохимических ореолах составляют обычно 0,01–0,05 %.

Минералы мышьяка, особенно арсенопирит, часто присутствуют в значительных количествах в рудах золоторудных месторождений: Березитовое (III-3-2), Джалиндинское (III-5-7). Содержание мышьяка колеблется от 0,01 до 7 %.

Сурьма. Объекты сурьмяного оруденения на территории листа немногочисленны. Наиболее крупный из них – месторождение Урканское (III-5-30). Оно находится на левобережье р. Мал. Уркан на периферии Соловьевского золоторудного узла (0.0.2) и относится к золото-сурьмяной березитовой рудной формации. Месторождение приурочено к зоне Северо-Тукурингского глубинного разлома. Вмещающими породами являются граниты и гнейсы раннего архея, в 2 км от месторождения прорванные небольшим телом гранитоидов раннемелового верхнеамурского комплекса. В разрывах северо-восточного простирания, оперяющих глубинный разлом, локализованы кварц-антимонитовые и кварц-барит-антимонитовые жилы. Известно семь жил мощностью до 0,7 м и протяженностью 220–1000 м. Их состав: кварц, халцедон, кальцит, барит, сидерит, антимонит, арсенопирит, редко – киноварь. Среднее содержание сурьмы в рудах составляет 2 %, висмута – 0,01–0,3 %. Из месторождения извлечено 91 тыс. т сурьмяного концентрата. Оставшиеся запасы сурьмы категории C_2 – 4212 т [638]. В 1941 г. месторождение законсервировано. При доразведке в 1961 г. скважиной глубиной 350 м были вскрыты еще 10 кварц-антимонитовых жил мощностью 0,05–0,3 м с содержанием сурьмы 3–4 % и золота до 1,4 г/т.

К той же рудной формации относятся расположенные неподалеку проявления Глебовское (III-5-37) и Антимонитовое (III-5-86). Содержание сурьмы в оруденелых окварцованных брекчиях зон дробления и кварц-антимонитовых жилах от 0,1 до 14 %, повышены содержания ртути (до 0,1 %) и золота (до 0,5 г/т) [369, 480, 481, 496].

На западном фланге Шилка-Урканской ПМЗ сурьма является индикатором золото-сульфидно-кварцевого оруденения, связанного с гранитоидами тымагерского комплекса, и не образует самостоятельных промышленных скоплений. Содержания сурьмы в пунктах минерализации IV-2-8, 101, 104 составляют 0,15–1 %.

Висмут. Повышенные (до промышленных) концентрации висмута установлены в пределах Соловьевского РУ. В кварц-сульфидных жилах Джалиндинского золоторудного месторождения (III-5-7) содержания висмута составляют 0,1–0,3 %. Висмут в них встречен в виде обильных выделений висмутина, самородного висмута, галеновисмутита и вторичных минералов висмута. В 1952 г. по месторождению были утверждены запасы висмута категории C_2 в количестве 161,6 т (руды – 288,7 тыс. т). На 1.01.1960 г. запасы висмута составляли 59,2 т, руды – 173,7 тыс. т. Содержание висмута в рудах Урканского месторождения сурьмы (III-5-30) 0,01–0,3 %.

Содержание висмута до 3 % зафиксировано на серебро-золоторудном проявлении Аэродромное (III-3-18) в пределах Березитового рудного узла

(5.2.2). Оруденение приурочено к зоне окварцевания, серицитизации и сульфидизации северо-западного простирания шириной до 150 м в гранитоидах раннего протерозоя [469].

В геохимических ореолах при содержаниях, не превышающих первых сотых долей %, висмут является важным индикатором и спутником золото-сульфидно-кварцевого оруденения. Содержания бисмута в шлиховых ореолах — как правило, единичные знаки.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Бериллий. На территории листа известно четыре проявления и девять пунктов минерализации бериллия. Наиболее перспективные объекты бериллиевой минерализации относятся к грейзеновому типу и генетически связаны с интрузиями гранитоидов мезозойского возраста. Руды, как правило, комплексные; кроме бериллия, содержат повышенные концентрации вольфрама, молибдена, олова, тантала и ниобия, лития.

В Желтулинской ПРЗ (5.0.1) Пришилкинской МЗ в верховьях р. Бол. Ольдой установлены грейзены с бериллиевым и молибденовым оруденением среди кварцевых монзонитов среднекаменноугольного(?) верхнегамского комплекса, прорванных субщелочными лейкогранитами нерчуганского комплекса раннего триаса. На проявлениях Глубокое (II-4-133) и Высокое (II-4-130) грейзены с кварцевыми жилами приурочены к системам трещин северо-восточного и меридионального простирания. Они содержат вкрапленность берилла, молибденита и флюорита. Содержание (%) окиси бериллия — 0,1 и более, молибдена и вольфрама — 0,3, олова, ниобия и лития — 0,02 [323, 364, 408, 435]. Проявления заслуживают дальнейшего изучения.

В пределах Омутнинского ПРУ (7.0.1) на левобережье р. Омутная выявлено проявление бериллия и вольфрама Ольгинское (IV-3-22). К березитизированным и грейзенизированным породам в эндо- и экзоконтактах небольшой интрузии субщелочных гранитов хорьковского комплекса раннего мела приурочены кварцевые жилы длиной 100–150 м и зона флюоритизации известняков протяженностью 200 м и шириной до 50 м. Рудная минерализация представлена вкрапленностью фенакита, берилла в ассоциации с флюоритом, шеелитом, галенитом, касситеритом, пиритом, сфалеритом. Содержание окиси бериллия 0,001–0,1 %, вольфрама — до 0,3 % [525]. Проявление представляет интерес, прежде всего, в связи с возможностью выявления рудных зон с более высокими содержаниями вольфрама. Бериллий может оказаться попутным промышленным компонентом комплексных руд.

Проявление Студеное (VI-1-41) находится на водоразделе рек Данькова и Студеная в Лубиинском ртутно-олово-редкометалльном ПРУ (11.2.1) Газимурской МЗ. Оно приурочено к экзоконтакту Лубиинского массива гранитов кукульбейского комплекса поздней юры и представлено четырьмя минерализованными зонами северо-западного простирания в апоскарновых грейзенах преимущественно магнетит-турмалин-флюоритового состава среди роговиков и ороговикованных песчаников ильдицанской сви-

ты нижнего—среднего девона. Рудные тела имеют мощность 3–25 м, длину 20–170 м. Бериллиевые минералы представлены бериллом, фенакитом, бавенитом. Средние содержания BeO в рудных телах 0,03–0,15 %. Кроме того, в рудных телах и гидротермально измененных породах в повышенных количествах содержатся (%) Ta_2O_5 (0,001–0,005), Nb_2O_5 (до 0,03), вольфрам (до 0,02), свинец и цинк (до 0,05), уран (до 0,012) [564, 640]. Перспектив вовлечения проявления в промышленное освоение не имеется.

На западе Шилка-Урканской ПМЗ компактную группу образуют Шилкинские и Серебрянские пункты минерализации и вторичные геохимические ореолы бериллия (IV-1-78, 81, 83, 86, 88, 90). Они расположены на правобережье Шилки и генетически связаны со средне-позднеюрскими гранитами борщовочного комплекса. Как правило, пункты минерализации представлены свалами маломощных жил бериллсодержащих пегматитов, содержащих BeO в количестве 0,012–0,1 %. Поискового интереса эти объекты не представляют.

Литий. В Джелтулинской ПРЗ (5.0.1) Пришилкинской МЗ в верхнем течении р. Бол. Ольдой выявлено шесть проявлений лития формации редкометалльных метасоматитов в субщелочных гранитах нерчуганского комплекса раннего триаса. Наиболее крупным и изученным является проявление Восточное (II-4-149). Два тела литийсодержащих кварц-диопсид-тремолит-карбонатных метасоматитов имеют мощность 60–170 м и протяженность 400–500 м. Основными литийсодержащими минералами в рудах являются лепидолит и циннвальдит. Примесь лития содержат также диопсид и тремолит. Среднее содержание Li_2O в рудных телах 0,13–0,15 %. По прогнозным оценкам, это малый объект с бедными рудами, который, тем не менее, может представлять практический интерес, учитывая мировую практику отработки месторождений лития с запасами первые десятки тыс. т при средних содержаниях Li_2O 0,1–0,5 % [441, 561].

Остальные проявления (II-4-139, 140, 141, 144) располагаются близ проявления Восточное в полосе субширотной ориентировки шириной до 5 км и протяженностью около 15 км. Они представлены меньшими по размерам зонами аналогичных литиеносных метасоматитов с содержаниями окиси лития 0,01–0,4 % (до 1–3 %). Все они оценены как малоперспективные.

Литохимические ореолы по потокам рассеяния лития фиксируют поля пегматитов с редкометалльной минерализацией или отражают геохимическую специализацию разновозрастных комплексов гранитоидов. Поискового интереса не представляют.

Тантал, ниобий. На рассматриваемой территории известно три проявления и 16 пунктов минерализации тантала и ниобия. Наибольшее их количество приурочено к зоне Джелтулакского глубинного разлома, где широко распространены поля пегматитовых жил с тантало-ниобатами и редкоземельными минералами. Пегматиты, по-видимому, связаны с умереннощелочными гранитами раннепротерозойского тукурингрского комплекса и, вероятно, с гранитоидами повышенной щелочности позднепермского амананского комплекса. Выявлено более 10 пегматитовых полей, наиболее крупным из которых является Чекчиканское (проявления II-4-120, II-5-35). Площадь поля бо-

лее 16 км². Пегматиты залегают в тектонически ослабленных зонах среди сланцев джелтулакской серии и архейских гнейсов. Известно более 35 жил, самая крупная из которых (II-4-120) имеет мощность 3 м и прослежена на 200 м. Пегматиты в разной степени альбитизированы, мусковитизированы, иногда флюоритизированы, содержат гранат и турмалин. Наиболее замещенные участки пегматитов содержат вкрапленность танталита-колумбита (до 550 г/т), поликраз-эвксенита, циркона, монацита, ксенотима. Содержание (%) пятиокси ниобия в альбитизированных пегматитах — 0,01–0,03 (до 0,4), пятиокси тантала — 0,001–0,01 (в единичных случаях до 0,045–0,12), иттрия — до 0,02 [504, 541].

Пегматитовые поля Уркиминское (II-4-104), Цапконжойское (II-4-109), Гетканчикское (II-5-58) и другие характеризуются небольшими параметрами пегматитовых жил и низкими содержаниями тантала и ниобия, что не позволяет считать их перспективными.

Тантал-ниобиевое оруденение аксессуарного типа характерно для гранитоидов амананского комплекса поздней перми, нерчуганского комплекса раннего триаса, борщовочного комплекса средней–поздней юры, кукульбейского комплекса поздней юры. В Газимурской МЗ в юго-западном углу листа пункты минерализации тантала и ниобия (VI-1-26, 29, 34) связаны с гранитами кукульбейского комплекса, наиболее специализированного в отношении редкометальной минерализации. Содержание тантала в пневматолит-гидротермальных образованиях 0,001–0,005 %, ниобия — 0,01–0,05 %, содержания танталит-колумбита не превышают 1–33 г/т. В Желтулинской ПРЗ (5.0.1) в верховьях р. Бол. Ольдой в зоне альбитизации и флюоритизации субщелочных гранитоидов нерчуганского комплекса с вкрапленностью фергусонита (пункт минерализации II-4-146) содержание ниобия 0,01–0,03 % [370, 561].

Редкие земли (без подразделения). На рассматриваемой территории объекты редкоземельной минерализации (как правило, с ураном и торием) отмечаются в щелочных метасоматитах зон глубинных разломов, а также в мигматизированных и гранитизированных докембрийских метаморфических породах. Масштаб объектов отвечает, в большинстве случаев, пунктам минерализации.

В зоне Желтулакского глубинного разлома в кварц-плагиоклаз-микроклиновых метасоматитах, пегматоидных прожилках и зонах окварцевания в кристаллосланцах и гнейсах с монацитом, ортитом и цирконом содержание (%) лантана и церия — до 1, иттрия — 0,3, тория — 0,712, урана — 0,015 (II-5-65, II-6-86) [382, 446].

Высокие концентрации редких земель установлены в бассейне р. Гиллюй (II-6-3, 8, 11). Здесь в архейских гнейсах и кварцитах развиты зоны бластомилонитов, содержащие небольшие скопления и участки, обогащенные монацитом и ортитом. Размеры скоплений до 10 × 50 см, редко они представляют собой линзы длиной до 7 м. Содержание (%): церия — 1–5, лантана — 0,5–1, иттрия — 0,001–1, тория — до 1,75, урана — до 0,37 [320, 381]. Ввиду малых размеров эти проявления бесперспективны.

Редкие земли сопутствуют редкометальному оруденению в метасоматитах по субщелочным гранитам нерчуганского комплекса (II-4-146) в

Пришилкинской МЗ. Содержание иттрия в альбитизированных и флюоритизированных гранитах 0,03–0,1 %, лантана и церия – 0,01–0,1 %.

Шлиховые ореолы эвксенита, ортита и монацита (единичные знаки) по р. Верх. Корсуга (II-1-4), по притокам Лопчи и Бол. Эльгакана (II-3-1), связанные с размывом апикальных частей массивов гранитов амананского комплекса, и литохимические ореолы по потокам рассеяния редких земель на левобережье р. Аргунь (VI-1-4, 7) в гранитоидах ундинского комплекса поискового значения не имеют.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. Рассматриваемая территория является частью обширного золотоносного региона юга Сибири и Дальнего Востока; золото здесь занимает ведущее место среди полезных ископаемых. Его добыча началась с середины XIX столетия, когда были открыты первые россыпи. Большинство россыпей были отработаны до 1941 г., но эксплуатация многих из них продолжается. Коренное золото разрабатывается с 1877 г. до настоящего времени.

В пределах листа известно шесть коренных месторождений золота, более 100 проявлений, около 230 пунктов минерализации и несколько сот россыпей и россыпепроявлений. По формационным признакам золоторудные объекты подразделяются на две основные группы: 1) группа плутоногенных гидротермальных месторождений и проявлений золото-сульфидно-кварцевой формации в связи с гранитоидами гранит-гранодиоритовых серий и малыми телами пестрого состава в активизированных в палеозое и мезозое структурах Становой блоковой системы и Буреинского массива; 2) группа объектов золото-серебряной формации мезозойских вулканоплутонических зон. Следует упомянуть также о золоторудных объектах золото-кварцевой формации, распространенных в зоне Желтулакского глубинного разлома, в большинстве случаев не имеющих видимой связи с определенными магматическими комплексами, золотосодержащих медноколчеданных проявлениях в черносланцевых и зеленосланцевых толщах Янкано-Джагдинской СФЗ палеозойского возраста, проявлениях с признаками оруденения «карлинского типа» и золоторудной черносланцевой формации в нижнепалеозойских и мезозойских углеродсодержащих толщах Аргуно-Газимурского и Усть-Уровского прогибов, Холоджиканской впадины. Последние типы золоторудной минерализации слабо изучены.

Многочисленные объекты первой группы сосредоточены в пяти золоторудных минерагенических зонах: Северостановой, Южностановой, Пришилкинской, Шилка-Урканской, Газимурской.

В Северостановой МЗ наиболее крупным и хорошо изученным является месторождение Бамское (I-4-1), расположенное на северной границе листа, в 120 км к северо-западу от г. Тынды, в пределах Апсакано-Нагорненского молибденово-серебро-золоторудного района (1.1). Месторождение находится в юго-западной части крупного гранитоидного массива раннепротерозойского тукурингского комплекса в зоне надвига, входящего в систему Становой взбросово-надвиговой зоны широтного простирания. Ру-

доносная зона месторождения приурочена к надынтрузивной части интрузии граносиенит-порфиров джелиндаканского комплекса, с которой предположительно связано серебряно-золотое оруденение. Вмещающими породами являются граниты тукурингского комплекса с ксенолитами гнейсов нижнего архея. Оруденение локализуется в зоне развития метасоматитов березитовой формации, в пределах штокверкоподобных жильно-прожилковых зон карбонат-кварцевого состава с вкрапленностью сульфидов, полого ($20-60^\circ$) падающих в южных и восточных румбах. Мощность зон — от первых метров до 30–35 м, протяженность достигает 1000 м и более. По падению рудные тела прослежены на глубину до 200–600 м.

Выделены три основных типа руд: кварц-карбонатные жилы с сульфидами, линейные зоны тонкопрожилкового окварцевания с сульфидами в зонах березитизации, минерализованные зоны дробления и брекчирования. Основные минералы руд — пирит, халькопирит, галенит, золото, аргентит. Содержание золота в рудах — от сотых долей до 153,9 г/т (среднее 3,9 г/т), серебра — до 403 г/т (среднее 15,3 г/т). Кварц-карбонатные жилы мощностью от 0,1 до 8–10 м характеризуются наиболее высокими содержаниями полезных компонентов. Выявлено несколько стадий минералообразования: дорудная кварцевая, ранняя рудная (кварц-шеелит-сульфидная), средняя рудная (березитовая с полисульфидами), поздняя рудная (золото-сульфидно-сульфосольная с теллуридами), наиболее продуктивная, и пострудная кварц-карбонатная. Зона окисления маломощная (от 0 до 6 м, редко до 10–15 м) [400, 472, 473, 511].

Госбалансом на 1.01.2005 г. учтены запасы золота категорий $C_1 + C_2$ для открытой карьерной добычи в количестве 14 163 кг, серебра — 53,6 т. Месторождение обладает также значительными запасами для подземной отработки и прогнозными ресурсами. В 2000–2001 гг. проводилась опытно-промышленная отработка месторождения методом кучного выщелачивания, добыто 1048,1 кг золота. В настоящее время проводятся поисковые, оценочные и разведочные работы на месторождении и его флангах.

Вблизи Бамского месторождения установлены многочисленные проявления золото-сульфидно-кварцевой формации, объединенные в Апсаканский рудный узел (1.1.1). Наиболее изученными из них являются проявления Дес (I-4-10), Апсакан (I-5-10), Венеция (I-5-14), Доминикан (I-5-15), Находка (I-5-28). Они локализованы в гранитоидах протерозоя с ксенолитами архейских кристаллосланцев и гнейсов, прорванных мелкими интрузивными телами и дайками джелиндаканского комплекса, и контролируются системами нарушений субширотной ориентировки часто надвигового типа. Золотое оруденение установлено в сульфидизированных зонах тонкопрожилкового окварцевания с сульфидно-кварцевыми жилами. Протяженность рудных тел достигает 100–300 м, мощность жил от первых см до 1 м, зон тонкопрожилкового окварцевания — первые десятки метров. Среднее содержание золота в рудных телах от 3 до 6 г/т, максимальное — 54,8 и 250 г/т (в кварцевых жилах проявлений Доминикан и Дес). Характерно высокое содержание серебра (0,1–115 г/т, до 3000 г/т на проявлении Апсакан), свинца и цинка (до 1 %) [318, 419, 544, 612]. Проявления Доминикан, Венеция и Находка оценены как малые по масштабам объекты, рекомендуемые в качестве резервной сырьевой базы при наличии действующего рудника на Бамском месторождении.

В Южностановой ПМЗ в пределах Курбатовского ПРУ (2.0.3) в низовьях р. Бол. Джелтулак проявлена раннемеловая золото-серебро-сульфидно-кварцевая минерализация, сочетающая признаки вулканогенного и плутоногенного генетических типов. Рудоносность обусловлена наличием структуры центрального типа, представленной остатками вулканотектонической депрессии, выполненной осадочно-эффузивными образованиями бомнакского комплекса раннего мела, и штоками диоритов и субщелочных гранитов токсско-сиваканского комплекса. Содержание золота в кварц-сульфидных жилах наиболее перспективного проявления Курбатовское (II-6-29), подробно описанного в разделе «Свинец, цинк», 0,8–6 г/т, серебра – до 500 г/т и более. Предполагается увеличение содержаний благородных металлов с глубиной.

В Пришилкинской МЗ золото-сульфидно-кварцевое оруденение связано преимущественно с гранитоидами амуджиканского комплекса поздней юры. Наиболее крупным золоторудным объектом зоны является месторождение Березитовое (III-3-2), расположенное на ее восточном фланге в бассейне р. Ольдой, в 50 км к юго-востоку от ст. Мадалан Транссибирской магистрали. Оно сопровождается многочисленными проявлениями золота, молибдена и вольфрама, объединенными в Хайктинский рудный район (5.2). Рудное поле месторождения находится в надынтрузивной зоне Хайктинского массива гранитоидов амуджиканского комплекса и приурочено к пересечению мощной субширотной зоны милонитизации и катаклаза – Могоча-Сергачинской зоны разломов – с разрывами северо-западного субмеридионального простирания. Месторождение локализовано в тектонически переработанных и метасоматически измененных раннепротерозойских гранитоидах позднестанового комплекса. Рудная зона имеет в плане линзообразную форму, ее протяженность 830 м, максимальная мощность 150 м, простирание северо-западное при крутом падении на юго-запад. Внутренняя часть зоны образована турмалинсодержащими гранат-кварц-серицитовыми метасоматитами с золото-полиметаллической минерализацией, внешняя представлена гранат-кварц-серицит-калишпатовыми метасоматитами. Основные запасы руд сконцентрированы в двух конусообразных рудных столбах. Рудные минералы, главными из которых являются пирит, сфалерит, галенит, пирротин и самородное золото, образуют гнезда и прожилки. Количество сульфидов не превышает 10 %. Промышленный интерес представляют золото и серебро. Содержание золота в рудах колеблется от 0,01 до 365 г/т, в среднем 2,5–3 г/т. Среднее содержание серебра 10,7–13,7 г/т. В повышенных концентрациях установлены (%): цинк – 0,93, свинец – 0,57, медь – до 0,03, мышьяк – до 0,29, висмут – до 0,001, селен и кадмий – до 0,0008. По пробности золота выделяются два интервала – 760–780 и 840–860, что указывает на наличие нескольких стадий рудообразования [357, 361, 427, 648, 656]. Ученные Госбалansom на 1.01.2005 г. запасы золота категорий $C_1 + C_2$ составляют 32 731,3 кг, серебра – 149,5 т. Месторождение подготовлено для промышленного освоения, в настоящее время начинается его эксплуатация.

Березитовое рудное поле, кроме собственно месторождения, включает проявления Старая Штольня (III-3-15), Фланговое (III-3-10), Зона № 13 (III-4-22), Южное (III-3-28), Береговое (III-3-27) и др. Наиболее изучен-

ными и перспективными являются проявления Фланговое, Южное и Береговое. Они представлены зонами метасоматитов пирит-серицит-кварц-альбитового состава и калишпат-кварцево-слюдястых с гранатом и турмалином, развитых в тектонических зонах субмеридионального и северо-западного простирания по катаклазированным докембрийским гранитоидам и метагаббро. Мощность зон от первых метров до 60 м. Содержание золота 0,3–240 г/т; выявлены интервалы со средним содержанием 2,56 г/т на мощность 5 м (проявление Фланговое) и 10,05 г/т на мощность 2 м (проявление Южное). Проявления рассматриваются [656] в качестве дополнительной сырьевой базы рудника «Березитовый».

В верховьях рек Бол. Кенгурак, Сергачи Хайктинские и Монголи объекты золотой минерализации Хайктинского РР тяготеют к областям развития в экзоконтактах Хайктинского плутона диафторированных, контрастных по составу раннедокембрийских пород в пределах мощных зон катаклаза и милонитизации субширотного простирания. Здесь установлены проявления Золотое (III-3-26), Виденовское (III-3-29), Колоктикан (III-3-34), Солонечное (III-3-44), Шахта Мосина (III-4-61) и др. золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой формаций. Рудными телами являются преимущественно кварцевые жилы и зоны прожилкового окварцевания. Наиболее изученное проявление Колоктикан представлено близмеридиональными кварцевыми жилами с альбитом, кальцитом, хлоритом, пиритом, шеелитом, магнетитом и золотом. Протяженность жил до 380 м, мощность 0,04–0,35 м. Содержание золота до 57,4 г/т, среднее по отдельным жилам 9–13 г/т. В кварцевой жиле проявления Золотое содержание золота достигало 343 г/т, в кварц-кальцитовой жиле с сульфидами проявления Шахта Мосина – 50 г/т [365, 418, 535, 648].

Еще одно месторождение золото-сульфидно-кварцевой формации – Кулинское (III-2–50) находится в Десинско-Кулинском молибденово-золоторудном узле (5.1.2) в 16 км к северу от ж.-д. ст. Мал. Ковали. Оно приурочено к надынтрузивной зоне Матросовского массива гранодиоритов амуджиканского комплекса. Оруденение контролируется субмеридиональными, широтными, северо-западными, реже северо-восточными крутопадающими нарушениями, пологими дугообразными и радиальными разломами вулcano-купольной структуры. Выявлено более 30 рудных тел средней мощностью 0,6–3,5 м, протяженностью 150–2000 м, представленных линейными зонами прожилкового и штокверкового окварцевания, сериями линейных субпараллельных кварц-сульфидных, редко кварц-карбонатных жил, зонами дробления и брекчирования. Среднее содержание золота в рудных телах 7,5–39,6 г/т, серебра – 18,2 г/т (до 1836,8 г/т). Распределение золота крайне неравномерное, с тенденцией к образованию рудных столбов. Выделяется также штокверк (300 × 500 м) с разноориентированными кварц-сульфидными и кварцевыми жилами, прожилками, зонами тонкопрожилкового окварцевания, в пределах которого установлены интервалы с содержанием золота 4,0 г/т на 8,5 м, 2,4 г/т на 9,7 м. В минеральном составе руд в количестве до 15 % отмечены пирит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, скородит, гидроокислы железа, магнетит, галенит, редко борнит, халькозин, пирротин, марказит, ковеллин, самородная медь, блеклые руды, самородное золото. Стадии рудообразования отражены сменой типичных для золоторудных объектов Могочинского РР минеральных ас-

социаций: кварцевой, кварц-молибденитовой, кварц-турмалиновой, кварц-пиритовой, пирит-арсенопирит-кварцевой, полиметаллической и пострудных кварц-карбонатной и кальцитовой. Основной объем промышленных руд относится к кварц-пиритовому минеральному типу, реже пирит-арсенопирит-кварцевому. Зона окисления развита до глубины 20–50 м. Месторождение изучено на стадии поисково-оценочных работ. Запасы золота категории С₂ для подземной отработки составляют 10,179 т при средней мощности рудных тел 1,73 м, среднем содержании золота 10,85 г/т [388, 598].

Рядом с Кулинским месторождением в одноименном рудном поле расположены проявления золота Звездочка (III-2-36), Новокулинское (III-2-44), Архейское (III-2-53) и пункты минерализации, которые могут представлять поисковый интерес при дальнейшей оценке месторождения.

В Бухтинском потенциальном молибденово-золоторудном узле (5.1.1) Пришилкинской МЗ известны перспективные проявления Бухтинское (III-1-50) и Верхнечеремнинское (III-1-58). Бухтинское проявление представлено зонами брекчирования, тонкопрожилкового окварцевания, сульфидизации, турмалинизации с кварц-турмалиновыми жилами в ордовикских и раннепротерозойских гранитоидах, прорванных дайками дацитов и гранодиорит-порфиров амуджиканского комплекса. Среднее содержание золота в рудных телах 4,3–15 г/т; элементы-спутники – серебро (до 8,7 г/т), медь (до 1 %), свинец, цинк, мышьяк, вольфрам, сурьма (до 0,01 %). Рудные тела Верхнечеремнинского проявления выявлены в интенсивно трещиноватых, сульфидизированных, серицитизированных, хлоритизированных, каолинизированных, прожилково окварцованных гранодиорит-порфирах амуджиканского комплекса и туффитах нерчинской серии. Среднее содержание золота в них составляет 11,8 г/т, отмечаются повышенные содержания серебра (1–28,9 г/т), меди (0,02–0,3 %), свинца и цинка (до 0,01 %), мышьяка, висмута (0,01 %), молибдена (0,01–0,022 %), вольфрама (0,02–0,15 %). По существующим прогнозным оценкам, масштаб объектов мелкий-средний [386, 388, 542, 654].

В пределах Урка-Урушинского ПРУ (5.1.3) Пришилкинской МЗ известны проявления Снежинка (III-2-62) и Светлое (III-2-82) золото-сульфидно-кварцевой формации, перспективные для выявления тел с промышленными параметрами золотого оруденения. Оруденение приурочено к полям развития березитизированных, окварцованных и пиритизированных субщелочных гранитоидов нерчуганского и амананского комплексов, прорванных субвулканическими дайками раннетриасового джилиндинского комплекса. Наиболее высокие содержания золота характерны для зон жильно-прожилкового и прожилкового окварцевания с вкрапленностью сульфидов. По результатам опробования выделено более 10 рудных тел средней мощностью 1–2 м, протяженностью от 30 до 270 м, со средними содержаниями золота 1,15–7,4 г/т. Средние содержания серебра 3–4 г/т [375, 509, 603]. Проявления недоизучены и заслуживают продолжения поисковых и оценочных работ.

Месторождение Кировское (Джалиндинское) (III-5-7) жильного золото-кварц-сульфидного типа расположено в 12 км к северу от пос. Соловьевск, вблизи Амуро-Якутской автомагистрали, в пределах Соловьевского золоторудного узла (0.0.2). Это одно из старейших в Амурской области ко-

ренных месторождений золота, открытое еще Н. П. Аносовым в 1866 г. Рудное поле месторождения вытянуто в широтном направлении вдоль зоны Северо-Турурингского глубинного разлома, на контакте архейских метаморфических пород и позднеюрско-раннемелового терригенного комплекса, в эндо- и экзоконтактах Джалиндинского массива гранодиоритов раннемелового верхнеамурского комплекса. Основные рудные тела локализованы преимущественно в архейских гнейсах и кристаллосланцах и представлены кварц-сульфидными жилами протяженностью до 670 м, мощностью до 1,5 м. Известно около 500 промышленных и слабозолотоносных жил, из них разведывались более 70, обрабатывалась шахтами 31 жила. Содержания золота по отдельным жилам колеблются от 3 до 358 г/т (среднее 14,5 г/т). В рудах зафиксировано до 50 минералов. Установлено шесть последовательных стадий минералообразования: 1) турмалин-магнетитовая, 2) существенно кварцевая, 3) висмутин-халькопиритовая, 4) пирит-арсенопиритовая, 5) полиметаллическая, 6) антимонитовая с халцедоновидным кварцем и киноварью. Все перечисленные ассоциации золотосны. Наиболее продуктивны на золото висмутин-халькопиритовая стадия с крупным золотом (фиксировались прожилки и скопления золота с содержанием до первых кг/т) и пирит-арсенопиритовая с дисперсным золотом (содержание от 4 до 148 г/т). В повышенных (до промышленных) концентрациях отмечаются висмут, мышьяк, медь, свинец, сурьма, вольфрам; присутствуют молибден, олово, никель, кобальт, теллур, серебро (до 134 г/т) [390, 394, 426, 549]. Запасы золота категорий $C_1 + C_2$ составляют 2732 кг. До 1920 г. месторождение интенсивно обрабатывалось старателями и частными компаниями. В период с 1934 по 1961 г. (год консервации рудника) на месторождении добыто 9411,1 кг золота. В 1994 г. здесь была смонтирована золотоизвлекательная фабрика, которая не была обеспечена запасами и в настоящее время законсервирована.

На других проявлениях Соловьевского РУ золото установлено в количестве от десятых долей г/т до 230 г/т. Наиболее перспективными из них являются проявления Северное (III-5-8), горы Лысая (III-5-18), Зона № 5 (III-5-27) и Зона № 8 (III-5-25). Оруденение приурочено к зонам катаклаза с интенсивным окварцеванием, турмалинизацией и сульфидизацией мощностью от 2,1 до 10 м с маломощными (0,1–0,4 м) кварцевыми, кварц-сульфидными и кварц-карбонатными жилами [448, 478]. Минеральные ассоциации и формационный тип оруденения аналогичны проявленным на Кировском месторождении.

На западном фланге Шилка-Урканской ПМЗ золоторудные проявления и пункты минерализации сгруппированы в Холоджиканском (7.1.2), Багаджинском (7.1.3) и Калтагайском (7.1.1) ПРУ Холоджикано-Калтагайского ПРР (7.1).

Проявление Холоджиканское (IV-2-102) находится в верховьях р. Холоджикан в пределах одноименного потенциального рудного узла на пересечении Монголо-Охотской шовной зоны взбросо-сдвигами северо-западного простирания. Наибольшие концентрации золота установлены в пачках несортированных углеродсодержащих алевролитов, дресвяников позднеюрско-раннемеловой холоджиканской свиты. Пачки плотноспаянных конгломератов являлись структурными экранами оруденения. Веща-

ющие породы интенсивно дислоцированы, широко проявлено тонкопрожилковое окварцевание, углеродистый метасоматоз. В минерализованных зонах, сопровождающих линейные зоны динамометаморфитов, опробованием выделено 10 линзообразных рудных тел длиной 400–900 м, мощностью 1,0–6,7 м. Руды прожилково-вкрапленные малосульфидные (преимущественно пирит и арсенопирит). Присутствует тонкодисперсное золото, пробность 760. Среднее содержание золота в ресурсах, пригодных для открытой отработки, 3,5 г/т [388]. По состоянию на 1.01.2003 г. ресурсы Холоджиканского проявления сняты с учета из-за нерентабельности их отработки.

В аналогичной геолого-структурной обстановке находятся еще несколько проявлений Холоджиканского узла – Даванское (IV-2-112), Андреевское (IV-2-124), Кадаринское (IV-2-89). Характерно присутствие тел эксплозивных брекчий раннемелового тымагерского комплекса. Рудные тела представлены зонами с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией, приуроченными преимущественно к горизонтам углеродсодержащих алевролитов, алевропесчаников, дресвяников холоджиканской свиты. Протяженность рудных тел 0,4–1,2 км, мощность 1–7 м, среднее содержание золота 1,4–8,5 г/т. По прогнозным оценкам, это малые объекты. На перспективном недоизученном Кадаринском проявлении предполагается надрудный срез минерализованных зон, рекомендуется продолжение поисковых работ [388]. Золотое оруденение отнесено к золоторудной черносланцевой формации.

На проявлениях Багаджинского ПРУ золотое оруденение вмещают, в основном, алевролиты, песчаники, известняки имачинской и ольдойской свит девона, прорванные дайками гранит-порфиров, диорит-порфиров, лампрофиров и интрузиями раннемелового тымагерского комплекса. На глубине, по геофизическим данным, предполагается массив гранитоидов, что подтверждается площадным слабым ороговикованием терригенных пород.

Рудные тела проявления Багаджинское (IV-2-130) в верховьях р. Багаджа представлены зонами прожилково-вкрапленной минерализации в зонах дислокаций, редко – сульфидно-кварцевыми жилами. Протяженность рудных тел 600–2000 м, мощность 2–9 м, среднее содержание золота 4,2 г/т. Руды умеренносульфидные (пирит, арсенопирит, антимонит, сервантит, сфалерит, лимонит). Золото мелкое и тонкодисперсное. Отмечаются повышенные содержания мышьяка (0,01–1,0 %), сурьмы (0,001–0,1 %), серебра (1–5 г/т). Прогнозируется [388] средний или даже крупный по масштабам золоторудный объект с ресурсами, пригодными для освоения открытым способом.

Проявление Ковыхтинское (IV-2-87) на левобережье р. Ковыхта совмещает черты малосульфидной золото-кварцевой формации в углеродистых толщах с пирит-антимонит-арсенопиритовым минеральным типом руд и признаки золоторудного объекта «карлинского типа». Максимальные содержания золота (до 7–11 г/т) выявлены в кварцевых жилах с антимонитом и арсенопиритом в грейзенизированных гранитоидах тымагерского комплекса. Средняя мощность рудных тел 1,33 м, среднее содержание золота 5,3 г/т.

В аналогичной геолого-структурной позиции находится проявление Утеинское (IV-2-105), для которого характерно прожилковое и метасоматическое окварцевание известняков и алевролитов (до микрокварцитов). Золотое

оруденение локализуется в серицитизированных гранитоидах, микрокварцитах и кварцитоподобных породах. Рудное тело, представляющее собой минерализованную зону с прожилково-вкрапленным сульфидным оруденением, имеет протяженность 1200 м, мощность 4,0 м. Содержание золота в нем 1,0–4,5 г/т (в среднем 2,4 г/т), серебра – 3,3 г/т, мышьяка – 0,01–0,05 % [388]. Прогнозные ресурсы проявления к учету не рекомендованы.

На проявлении Большеиличинское (IV-2-41) Калтагайского ПРУ в верховьях р. Бол. Иличи в окварцованных докембрийских тоналито-гнейсах, прорванных лейкократовыми гранитами позднепермского амананского комплекса и многочисленными телами позднеюрских магматических брекчий амуджиканского комплекса, выявлены крутопадающие рудные тела мощностью 1–2 м с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией с содержанием золота от 1,0 до 10,6 г/т, серебра – до 44,6 г/т / [389, 513].

На востоке Шилка-Урканской ПМЗ в бассейне р. Крестовка и в устьевой части р. Мал. Ольдой в последнее время установлены проявления Солонцовое (III-5-92), Поисковое (III-5-94), Томское (III-4-141) с золото-сульфидным оруденением плутоногенного и плутоногенно-вулканогенного («субвулканического») генезиса. Оруденение предположительно связывается с породами урушинского комплекса, малыми порфиоровыми интрузиями раннемелового буриндинского комплекса и с флюидно-эксплозивными структурами того же или более молодого возраста, ассоциируемыми с порфиоровыми системами. Так, на проявлениях участка Ангалинский Солонцовом и Поисковом золото-серебряное с ртутью, сурьмой, мышьяком оруденение локализовано в туфогенных образованиях минерализованной зоны надвига под экраном песчаников омутнинской свиты силура на периферии рудоносной флюидно-эксплозивной системы. В аргиллизированных, гематитизированных, катаклазированных породах (туфогенных песчаниках, кварцевых песчаниках, алевролитах) выявлены прожилково-вкрапленные, вкрапленные, гнездово-вкрапленные зоны сульфидизации, брекчирования на кварцевом цементе. Мощность зон 6–17,5 м, протяженность 150–400 м. Вскрыты интервалы со средним содержанием золота 1,6 г/т на мощность 17,5 м, 7,5 г/т на 2 м. Проявления перспективны на выявление промышленного золото-серебряного оруденения [536].

В Газимурской МЗ в юго-западном углу листа оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации связано с гранитоидами шахтаминского комплекса средне-позднеюрского возраста. Основная часть золоторудных объектов сосредоточена в Уровском свинцово-медно-золоторудном узле (11.2.2) Нижне-Уровского РР (11.2).

Месторождение Кудеинское (Падь Боровая) (VI-1-88) представлено кварцевой жилой с редкими включениями пирита и арсенопирита длиной 250 м, мощностью 0,4–0,5 м, с падением под углом 30–35° на северо-восток, приуроченной к зоне разлома в порфиоровидных гранитах ундинского комплекса. Жила отработывалась в 1940–1941 гг. до глубины 60 м. Сведений о количестве добытого металла нет. На 1.01.1940 г. остаток запасов золота составлял 71,2 кг [277]. При переопробовании жилы установлены средние содержания 1,44–3,25 г/т (максимальное 102,6 г/т).

Перспективное проявление Гулинское (VI-1-117) расположено в борту долины р. Уров. В березитизированных и окварцованных породах ранне-

протерозойского урульгинского метаморфического комплекса, прорванных габброидами ундинского комплекса ранней перми и мезозойскими дайками гранит-порфиров, лампрофиров и базальтов, выявлено восемь золотоносных минерализованных зон протяженностью 500–3200 м, мощностью от 70–100 до 300–400 м, с содержанием золота от 0,1 до 90 г/т. Отмечаются повышенные содержания мышьяка (0,02–1 %), серебра (0,1–1000 г/т), свинца (до 1 %) и цинка (до 2 %). Рудные минералы (5–10 %) представлены пиритом, арсенопиритом, галенитом, блеклой рудой. Прогнозируется средний по масштабам золоторудный объект [425].

Значительным потенциалом обладает проявление Золотинка (IV-3-35), расположенное в южной части Омутнинского ПРУ (7.0.1) в низовьях р. Уруша. В ядре опрокинутой на юг антиклинали вскрыта [525] пачка рассланцованных углеродистых алевролитов ульдугичинской свиты верхнего триаса(?) с тонкопрожилковым окварцеванием субширотного простирания мощностью 15–20 м, протяженностью 250 м. В одном из пересечений в кварцевых прожилках центральной части пачки установлены содержания золота 9,2 г/т, в кварцевой жиле мощностью 1 м из северного бока складки – 10,3 г/т. В рудных интервалах в повышенных содержаниях отмечаются свинец (3 %), цинк (1 %), медь (0,02 %), мышьяк (0,2 %), серебро (11,1 г/т). Рудные минералы – пирит, халькопирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, гематит, золото.

Золото-серебряная формация представлена месторождением Буриндинское (IV-5-31) и рядом проявлений (Топазовское (IV-5-23), Осежинское (IV-5-36), Ульдугичинское (V-6-1), Дульнейское (V-6-9) и др.), выявленных в южной части территории в пределах Умлекано-Огоджинской МЗ.

На Буриндинском месторождении оруденение локализовано в пропилитизированных и березитизированных трахиандезитах и андезитах талданской свиты нижнего мела, прорванных субвулканическими дайками талданского комплекса аналогичного состава. Рудное поле контролируется системами разломов субмеридионального и северо-восточного простирания, с которыми связано размещение рудных тел. Выявлено 11 рудных тел, представленных адуляр-кварцевыми, кварцевыми, адуляр-кварц-малосульфидными жилами и прожилками. Протяженность рудных тел от 60–100 до 1160 м, средняя мощность 1,1–3,4 м. Рудные минералы: пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, самородные золото и серебро, аргентит. Средние содержания золота по жилам колеблются от 2 до 16,4 г/т, серебра – от 11,6 до 158,3 г/т. На месторождении проведены оценочные работы [621], определены запасы категории С₂ в количестве 7,4 т, которые рассматриваются в качестве дополнительных сырьевых ресурсов Покровского рудника.

Наиболее перспективными проявлениями являются Ульдугичинское (V-6-1), Дульнейское (V-6-9), Топазовское (IV-5-23), Осежинское (IV-5-36). Рудные тела, как правило, представлены линейными зонами пропилитизированных, аргиллизированных, окварцованных вулканитов талданской, керакской и галькинской свит с кварцевыми жилами и участками прожилково окварцевания. Проявление Дульнейское приурочено к телу прожилково окварцованных алунитовых вторичных кварцитов. Содержание золота в рудных телах составляет 0,01–10 г/т [406, 459, 489, 639]. Слабый эрозионный срез рудных зон позволяет предполагать выявление на глубине промышленной золотоносности.

В Игакском ПРУ (8.1.5) Умлекано-Огоджинской МЗ в бассейне р. Бол. Орел известны проявления золота скарнового типа (IV-6-14, 19, 20), связанные с гранодиоритами раннемелового верхнеамурского комплекса. На контакте массива гранодиоритов с вмещающими терригенно-карбонатными породами имачинской свиты девона выявлены рудные тела, представленные скарнами и скарнированными, окварцованными, брекчированными известняками и известковистыми алевролитами с обильной вкрапленностью сульфидов. Содержание золота в рудных пересечениях 0,002–14,6 г/т, серебра – 5–172,4 г/т, меди – до 1,86 %, молибдена – до 0,17 %, висмута – до 1,15 %, свинца – 0,01–0,7 %, цинка – до 0,3 %, вольфрама – 0,01–0,015 %. На проявлениях суммарно прогнозируется малое комплексное месторождение, рекомендовано проведение оценочных работ [359, 556, 601].

Вблизи упомянутых проявлений скарнового типа в пределах того же массива гранодиоритов верхнеамурского комплекса, прорванного пластовым телом гранодиорит-порфиров буриндинского комплекса и дайками гранодиорит-порфиров, расположены проявления Зона Порфировая (IV-6-26) и Зона Геофизическая (IV-6-18) молибден-медно-порфировой золотосодержащей формации, описанные ранее в разделе «Медь». Содержание золота в рудных телах достигает 1,16 г/т, серебра – 19,6 г/т.

Проявления золота золото-кварцевой формации распространены в Джелтулакской МЗ в верховьях Уркимы и в бассейне Гилюя. Проявления, как правило, приурочены к узлам пересечения нарушений Джелтулакской шовной зоны разломами субмеридионального и северо-восточного направления и не имеют отчетливой связи с определенными магматическими комплексами.

Наиболее показательным является проявление Одолго (II-4-60) в архейских гнейсах, превращенных в зонах кислотного выщелачивания в кварц-серицит-мусковитовые сланцы. Золотое оруденение установлено в кварц-серицит-мусковитовых метасоматитах с вкрапленностью магнетита, содержащих многочисленные согласные прожилки и линзы кварца. Рудные тела, выделяемые по данным опробования, имеют мощность 1–10 м, длину от 20 до 190 м. Промышленные концентрации золота отмечаются как в кварцевых линзах, так и во вмещающих метасоматитах. Содержание золота в них 1–27 г/т, редко до 92 г/т; в зоне дробления, выполненной перетертым и каолинизированным материалом, оно достигает 192,6 г/т. Средние содержания в технологических пробах 2,4–3,9 г/т. Золото пластинчатой формы (размер до 4 мм), наблюдается в эндо- и экзоконтактах линз кварца со сланцами. Отмечены сростки золота с титаномагнетитом и мусковитом [395, 537, 600]. Проявление оценено как малый объект, на нем проводятся разведочные работы.

На других проявлениях Джелтулакской зоны, например, Иличи-Джелтулакском (II-5-81), содержание золота колеблется от 0,01 до 54,7 г/т, на проявлении Талгинское (Софийское) (III-6-39) достигает 24 г/т при средних содержаниях 5 г/т.

В пределах Янкано-Джагдинской МЗ повышенные содержания золота (0,1–1 г/т, в единичном случае до 16,2 г/т) в ассоциации с серебром, медью, цинком и другими металлами установлены в серноколчеданных и медноколчеданных залежах Янканского (III-5-59), Джалиндинского (III-5-75) и Кокразовского (III-5-60) прогнозируемых меднорудных полей [617, 619]. Залежи, вероятно, являются дополнительными источниками питания богатых россыпей золота Соловьевского узла.

Россыпи золота. Золотой промысел из россыпей на площади листа начался в 1860-х годах, с открытием Н. П. Аносовым богатейших россыпей золота в бассейнах рек Мадалан и Джалинда. На рассматриваемой территории известны 349 месторождений россыпного золота, из них 245 по сумме отработанных и оставшихся запасов относятся к малым, 84 — к средним, 20 — к крупным, с запасами более 3000 кг. Резервной базой для золотодобычи являются 464 россыпепроявления. Большинство россыпей в различной степени поражены эксплуатационными работами, многие россыпи отработаны. Сокращение запасов — с одной стороны, наличие потерь при проведенных работах и возможность применения современных прогрессивных технологий золотодобычи — с другой, способствуют возрастанию роли техногенных россыпей, которые в последние годы активно вовлекаются в отработку.

В большинстве золотоносных районов промышленная значимость россыпного золота намного превышает значимость рудного.

Большая часть известных россыпей приурочена к водотокам 1–4 порядков, дренирующим золоторудные узлы, поля или участки с рассеянной минерализацией, которые размещаются, как правило, на водораздельных пространствах. При этом характерно повышение продуктивности россыпей и уменьшение окатанности золота по мере приближения к коренным источникам. Некоторые россыпи сформировались или подпитывались за счет размыва и переотложения более древних промежуточных коллекторов (в частности, отложений амуро-зейской серии и белогорской свиты) или слабозолотоносных пород.

Интенсивность россыпной золотоносности зависит как от россыпеобразующей способности коренных источников, так и от уровня их эрозионного среза. Большинство россыпей приурочены к морфоструктурам, переживающим периоды умеренного воздымания, обеспечивающие постепенное вскрытие коренных источников, сменяющиеся локальными погружениями отдельных блоков, где происходит захоронение сформировавшихся россыпей.

По возрасту россыпи относятся к голоценовым (резко преобладают) и плейстоценовым (средне- и позднеплейстоценовым).

По генезису россыпи подразделяются на аллювиальные (пойменные и русловые, косовые, террасовые), пролювиальные, аллювиально-пролювиальные, элювиально-делювиальные, карстово-аллювиальные, техногенные и др. Наибольшее практическое значение имеют аллювиальные пойменные и русловые россыпи, косовые и террасовые россыпи играют подчиненную роль. Значительными запасами обладают, в ряде случаев, карстово-аллювиальные погребенные россыпи. О возрастающей роли техногенных россыпей сказано выше. Остальные генетические типы россыпей распространены локально и, как правило, не обладают самостоятельной промышленной значимостью.

Большинство аллювиальных россыпей относятся к мелкозалегающим (глубиной до 8 м), реже отмечаются глубокозалегающие (от 8 до 15–20 м). Продуктивные пласты, как правило, приурочены к слою песчано-гравийно-галечных отложений с глинистой примазкой, тяготеющему к приплотиковой части разреза рыхлых образований и разрушенным породам плотика. В некоторых долинах отмечаются двухпластовые россыпи. Погребен-

ный пласт обычно приурочен к более древним отложениям. Мощность торфов колеблется от 1 до 5, реже до 8–12 м и более, песков — от 0,5 до 2 м, редко более 2 м. Протяженность аллювиальных долинных россыпей может достигать нескольких десятков километров (россыпи рек Джалинда, Бол. Янкан, Бол. Мадалан, Бол. Ольдой и др.).

Продуктивность россыпей колеблется в весьма широких пределах — от первых десятков до 500–1000 кг/км и более. Высокопродуктивные россыпи отработаны или обрабатываются. Около 90 % учтенных балансом в настоящее время россыпей относятся к рангу малых объектов (запасы до 500 кг). Их преобладающие параметры: протяженность 2–6 км, ширина 30–100 м, мощность торфов 2–4 м, пласта — 1–1,5 м, запасы 50–400 кг, содержание золота на пласт 0,6–1,5 г/м³.

Распределение золота в россыпях весьма неравномерное, гнездовое и струйчатое, как по вертикали, так и в плане. Морфология россыпей ленточная, пластовая, линзовидная, струйчатая. Валунистость песков обычно невысокая (5–10 %). Пески относятся к хорошо- или средне-промывистым.

Золото в россыпях находится в свободных, хорошо отпрепарированных зернах, иногда отмечается в сростках с минералами (чаще с кварцем). Степень окатанности различная. Форма золотинок круглая, пластинчатая, комковидная и др. Пробность золота большинства месторождений 830–862, иногда достигает 900–935 или снижается до 750–770. В большинстве россыпей основная часть золота представлена мелкими (1–0,1) классами, размеры золотинок варьируют от 0,1 до 2–3 мм.

Плейстоценовые россыпи известны в бассейнах рек Черемная, Ольдой, Бол. Джелтулак, Уркан, Амазар и др. Эти россыпи располагаются в пределах тех же узлов, что и современные. Приурочены они к отложениям террас (р. Амазар в нижнем течении (IV-2-82), верховья Хайкты (III-3-36), Олинская терраса в низовьях р. Бол. Ольдой (III-4-129) и др.) либо к древним погребенным долинам (Кудуинская россыпь, III-1-22), имеют одно- или двухпластовое строение. Мощность золотоносных отложений составляет от 2 до 34 м. Мощность пласта 1–2 м (максимальная 9,5 м). Золото приурочено к приплотиковой части древнего аллювия. Продуктивность этих россыпей иногда на порядок выше современных, по размерам они относятся к малым или средним, реже к крупным.

Участки концентрации россыпей образуют золотороссыпные узлы, объединяемые* в Верхнегилойский (0.1)**, Средненюкжинский (0.2), Дамбукинский (0.3), Могочинский (0.4), Верхнеамурский (0.5), Гонжинский (0.6), Холоджикано-Калтагайский (0.7), Газимурский (0.8) и Приаргунский (0.9) золотороссыпные районы.

* Районирование золотороссыпных площадей на территории Амурской области приведено по данным В. Д. Мельникова и В. П. Полеванова [506].

** Здесь и далее, в подразделе «Характеристика золотороссыпных площадей» главы «Закономерности размещения полезных ископаемых...», в скобках показаны индексы минерагенических подразделений на Схеме минерагенического районирования, продуктивности золотороссыпных узлов и прогноза.

Ниже приводится описание наиболее крупных россыпей золота, запасы которых по сумме добытого и числящегося на балансе металла исчисляются тоннами—десятками тонн.

Россыпи рек Уркима и Одолго относятся к Уркиминскому узлу (0.2.2) Средненюкжинского золотороссыпного района (0.2). Вместе с россыпями рек Онон и Агин входят в состав Уркиминского месторождения россыпного золота. Эксплуатируются дражным и гидромеханизированным способами.

Россыпь р. Уркима (II-4—8) известна с 1913 г. Расположена в нижнем и среднем течении реки в пределах поймы и первой надпойменной террасы. Протяженность россыпи 22,6 км. Золотоносный пласт мощностью 0,4—2,5 м приурочен к нижним горизонтам слоя галечников и к верхней части долинного элювия. Средняя ширина россыпи 34 м в верхней части, 236 м — в средней и нижней. Среднее содержание золота на массу 116—224 мг/м³. Золото мелкое и средней крупности (0,16—2,5 мм), в основном хорошоокатанное, пластинчатой и палочковидной форм, реже встречается неокатанное комковатое и проволочковидное, иногда в сростках с кварцем. В верхней части россыпи отмечались самородки весом до 320 г. Пробность золота 853—926 [477]. За время эксплуатации из россыпи р. Уркима добыто около 5 т золота. Остаток запасов на 1.01.2005 г. составляет более 6 т.

Россыпь р. Одолго (II-4-39) эксплуатируется с 1913 г. Россыпь современная, аллювиальная, долинного типа, приурочена к пойме и первой надпойменной террасе. Протяженность россыпи 14,7 км, ширина 50—350 м, мощность пласта 1—3 м, среднее содержание золота на массу составляет 74—235 мг/м³. Золото мелкое и средней крупности (0,16—2,5 мм), пластинчатой и комковидной, иногда проволочковидной формы, хорошоокатанное. Пробность золота 854—917. Разный характер золота и колебания пробности указывают на различные коренные источники, сформировавшие россыпь. Одним из таких источников является расположенное на правом берегу р. Одолго одноименное проявление золота (II-4-60). За время эксплуатации россыпи из нее добыто более 2 т золота, остаток запасов на 1.01.2005 г. по россыпи р. Одолго составляет около 1 т.

Высокой продуктивностью выделяются россыпи бассейнов Уруши, Ольдоя, Янкана и Уркана, входящие в состав Березитового (0.5.1), Мадаланского (0.5.3) и Соловьевского (0.5.2) золотороссыпных узлов Верхнеамурского района.

Россыпь р. Монголи (III-4-73) известна с 1866 г., отрабатывалась старателями с 1871 г. Россыпь аллювиальная, долинного типа, протяженностью 26 км, средней шириной 117 м. Среднее содержание золота на пласт составляет 168 мг/м³. Золото преимущественно среднее и мелкое, при отработке находили самородки весом более 500 г. Пробность золота 631—889 [387, 486]. Россыпь отрабатывается драгой. Общее количество добытого из россыпи металла за все время эксплуатации составило несколько тонн.

Россыпь р. Коровина (III-4-50) современная, аллювиальная, долинная. Протяженность 20,3 км, средняя ширина 167 м. Мощность продуктивного слоя 3,5 м, среднее содержание золота на пласт 207 мг/м³. Пробность золота 847 [464]. За время эксплуатации из россыпи добыто около 2,5 т золота. В настоящее время россыпь отрабатывается драгой и гидравлическим способом.

Бол. Мадалан — первая река в Верхне-Амурском регионе, в которой горным инженером Н. П. Аносовым выявлено россыпное золото в 1858 г. по ее правым притокам Улягиру и Читкану. Протяженность россыпи р. Бол. Мадалан (III-4-144) составляет 20,3 км, ширина колеблется от 50 до 1300 м. Мощность пласта 3,0 м, среднее содержание золота на пласт 401 мг/м³. Золото преимущественно мелкое и среднее, найдены самородки весом от 229,7 до 248,8 мг. Пробность золота 931 [372]. За все время эксплуатации с 1900 г. из россыпи добыто более 1 т золота. На 1.01.2005 г. числится более 2 т золота. Россыпь обрабатывается открытым раздельным способом.

Наиболее крупные по сумме добытого и числящегося на балансе металла Джалиндинская и Янканская россыпи находятся в пределах Соловьевского узла (0.5.2) Верхнеамурского района. Они берут начало в рудном поле Кировского золоторудного месторождения с оруденением жильного золото-кварц-сульфидного типа.

Джалиндинская россыпь (III-5-82) обрабатывается с 1867 г. по настоящее время. За этот период добыто свыше 125 т золота. Содержание золота в головной части россыпи доходило до сотен г/м³. Россыпь аллювиальная, имеет длину более 45 км и ширину 150–300 м, местами до 1,5 км при мощности золотоносного пласта 1–5 м. Среднее содержание золота при первой дражной отработке было 5–10 г/м³. Золото преимущественно мелкое (до 1 мг), пробность 930–950 [339]. При исследованиях гидротермалитов окрестностей и плотика россыпи были установлены многочисленные участки подпитки золотом россыпи за счет местных коренных источников кварцевожильно-черносланцевого и березитового типов [133, 134].

Янканская россыпь (III-5-69) эксплуатируется с 1871 г. Россыпь аллювиальная, долинного типа, в среднем течении реки имеется террасовая россыпь. Общая протяженность россыпи с притоками достигает 25 км при ширине от 50 до 600 м. Мощность золотоносного пласта от 1,2 до 1,5 м, среднее содержание металла составляло в начале отработки 250–331 мг/м³. В верхней части россыпи часто встречались самородки. Пробность золота 930. Россыпь в значительной степени отработана, за все время ее эксплуатации добыто около 16 т золота [527, 596].

В Соловьевском районе находится известная Нагиминская карстово-аллювиальная погребенная россыпь (III-5-84). Она локализована в каньонообразной долине субширотного простираения, приуроченной к шовной зоне Южно-Тукурингского разлома. Ширина каньона 240 м. Отложения неравномерно золотоносны до глубины 70–80 м. Длина россыпи 2,6 км, ширина с запада на восток увеличивается от 50 до 800 м, в этом же направлении уменьшается мощность россыпи. Мощность песков 18,6 м, мощность торфов 45,2 м, содержание на массу 137 мг/м³, содержание в песках 470 мг/м³. Для россыпи характерно мелкое и весьма мелкое золото, пробность 701–980 [661]. По состоянию на 1.01.2005 г. по россыпи числятся запасы в количестве около 8 т, из них большая часть находится в Госрезерве. В состав россыпного месторождения включены разновозрастные полигенетические образования, содержащие золото в повышенных концентрациях: аллювиальные и делювиально-пролювиальные рыхлые кайнозойские отложения, породы линейных кор выветривания (рабочие материалы ФГУПП «Амургеология»).

Еще одна карстово-аллювиальная погребенная россыпь выявлена в среднем течении р. Джалинда ниже устья р. Бол. Джалинда в локальной впадине, вытянутой поперек долины реки на 700 м. Ее ширина 80–300 м, наибольшая глубина 52 м. Впадина сложена гравийно-галечными, галечно-щебнистыми суглинками и вязкими глинами. Отложения впадины сформировались за счет поступления рыхлой массы золотоносного аллювия вместе с глинами коры выветривания. Выделяется несколько золотоносных струй, линз мощностью 2–4 м (до 6 м), разделенных слабозолотоносными породами. Содержание шлихового золота варьирует от 250 до 3500 мг/м³, редко до 7200 мг/м³. Запасы золота превышают 1000 кг, часть которых до глубины 15 м отработана драгами [339].

Серебро. На площади листа известно четыре проявления и пять пунктов минерализации серебра. Серебряное оруденение сопровождается золотое, не образуя самостоятельных промышленно-значимых объектов.

В рудах месторождения Бамское (I-4-1) золото-сульфидно-кварцевой формации содержится 15,3 г/т серебра, его запасы категорий C₁ + C₂ для открытой отработки составляют 53,6 т. Повышенные концентрации серебра фиксируются и на других золоторудных объектах Апсакано-Нагорненского РР (1.1). Все они связаны с раннемеловым магматизмом. В сульфидно-кварцевых жилах проявлений Апсакан (I-5-10), Ерничное (I-5-2), Находка (I-5-28), Венеция (I-5-14) содержание серебра достигает 0,1–3 кг/т.

На проявлении серебра и золота Серебряный Ключ (I-4-13), расположенном в 10 км к юго-западу от Бамского месторождения, в прожилково-окварцованных, катаклазированных и березитизированных протерозойских гранитах с бедной вкрапленностью сульфидов и минералами серебра содержание последнего достигает 600 г/т. Формационный тип оруденения аналогичен проявленному на месторождении. Предполагается верхнерудный эрозионный срез рудных тел, существование на глубине промышленных концентраций золота. Ресурсы серебра оцениваются в сотни тонн [401, 493, 612].

Значительными ресурсами серебра, по подсчетам, обладает также Моготинское проявление (I-6-29). Здесь в зонах дробления, окварцевания и сульфидизации гнейсов нижнего архея средние содержания серебра достигают 1197 г/т на мощность 2 м. Среднее содержание золота в минерализованных зонах 2 г/т, свинца — до 2,25 % [558, 588].

С мезозойским магматизмом, вероятно, также связаны высокие содержания серебра в низкотемпературных карбонат-кварцевых гидротермалитах в русле руч. Хорогочи-2 (II-4-1) в пределах Кутыканского потенциального золоторудного узла (2.0.2). В кварц-карбонатной жиле с сульфидами и самородным серебром содержится 5940 г/т серебра, в тектонической брекчии с сульфидным цементом — 4400,2 г/т. Самородное серебро ассоциирует с галенитом, сульфосолями серебра, блеклыми рудами. Параметры оруденения не определены [529]. При отработке россыпи руч. Хорогочи-2 (II-4-13) в аллювии находили самородки серебра весом до 1 кг.

Расположенное в бассейне Гилюя в Южностановой ПМЗ проявление полиметаллических руд Курбатовское (II-6-29) также содержит серебро (до 0,5 кг/т). Оно описано в разделе «Свинец и цинк».

Среднее содержание серебра в балансовых золото-полиметаллических рудах месторождения Березитовое (III-3-2) 10,74–13,73 г/т, его запасы категорий $C_1 + C_2$ утверждены в количестве 149,5 т. В 35 км к северо-западу от месторождения, в кварцевых жилах и брекчиях с флюоритом, бисмути-том, молибденитом и галенитом проявления Иракта (II-3-48) содержание серебра достигает 100 г/т при высоких содержаниях цинка (до 1 %) и висмута (до 0,1 %). Оруденение отнесено к серебро-полиметаллической формации [367, 534]. На расположенном неподалеку проявлении Ян (II-3-50) в жилах низкотемпературного халцедоновидного кварца среди гранитов поздней юры с ксенолитами андезитов верхнеюрской укурейской свиты серебро отмечалось в количестве 1 кг/т [367].

Высокие содержания серебра характерны для оруденения золото-серебряной формации вулканогенного генезиса Умлекано-Огоджинской МЗ. Содержание серебра в адуляр-кварцевых и кварцевых жилах серебро-золоторудного Буриндинского месторождения (IV-5-31) варьирует от 11,6 до 158,3 г/т, его запасы оценены в 35,2 т.

В Уровском свинцово-медно-золоторудном узле (11.2.2) Газимурской МЗ пункты минерализации серебра (VI-1-67, 91, 100, 101) представлены кварцевыми жилами и зонами дробления в терригенно-карбонатных и интрузивных породах различного возраста с содержанием серебра 7,2–60 г/т. Содержание серебра в жилах пункта минерализации Участок Золотая Гора (VI-1-67) достигает 5,9 % [564]. Предполагается, что серебрянорудные объекты Уровского узла отражают минеральную зональность прогнозируемой здесь медно-порфировой рудной системы.

Платина и платиноиды. Перспективы рассматриваемой территории на платину и платиноиды связываются с расслоенными массивами основных и ультраосновных пород раннеархейского возраста, лукиндинского и лучанского комплексов раннего протерозоя. Продуктивными рудными формациями являются платиносодержащие медно-никелевая сульфидная и хромитовая.

Лукиндинский базит-гипербазитовый массив дунит-троктолит-габбровой формации располагается на восточном фланге Тунгиро-Олекминской МЗ, в верховьях р. Бол. Ольдой. В породах массива предположительно выделяются два платиновометалльных уровня. Нижний, в верхней части дунитовой серии, фиксируется на западном склоне горы Лукинда, где выявлены и прослежены по простиранию три горизонта хромитовых (5–10 %) дунитов мощностью 0,5–2 м с прослоями хромититов мощностью 2–3 см (II-4-126). В хромититах наблюдается рассеянная тонкая вкрапленность (до 1 %) пирротина, халькопирита, пентландита. Наряду с хромом в хромититах отмечаются непромышленные содержания (г/т) платины – 0,1–0,68, палладия – 0,07–0,11, иридия, родия, осмия, рутения – 0,00п–0,0п. Основные перспективы на платину связываются со средней, троктолитовой серией, в которой к настоящему времени выявлена большая часть точек с аномальным содержанием ЭПГ. Содержание ЭПГ здесь составляет от сотых долей г/т до 5 г/т в оливинном габбро с пирротинитом и 38,4 г/т – в перидотите. Здесь ожидается выявление пласта малосульфидных платиновых руд [493, 565, 620, 646].

Веселкинский расслоенный массив ультрабазитов–базитов олошкинского комплекса раннего архея расположен на востоке Пришилкинской МЗ в верховьях р. Сред. Уркан. В нижней части ультраосновной серии массива в пироксенитовой пачке выделяются (проявление III-5-2) три горизонта хромитсодержащих серпентинизированных хромитовых оливинитов. Верхний горизонт, содержащий вкрапленность пирротина и пентландита, характеризуется аномальными содержаниями платины, палладия и родия. В нем выявлены [15] оливин-хромитовые руды с содержаниями суммы ЭПГ и золота до 5,73 г/т.

Гетканский базит-гипербазитовый массив лучанского комплекса находится в верховьях р. Геткан в пределах Джелтулак–Бурпалинского ПРР (3.2). Платина установлена (пункты минерализации II-4-85, 101) в габбро с вкрапленностью ильменита, пирита, пирротина и титаномагнетита в количестве 0,005–0,07 г/т [202, 323]. Массивы изучены на платину недостаточно, все они являются перспективными для дальнейших поисков платиноидов.

В штучных пробах анортозитов, пироксенитов и габбро Хорогочинского массива одноименного комплекса раннеархейского возраста выявлены [15, 529] аномальные содержания платины (до 0,1–0,3 г/т) и палладия (до 0,09 г/т) (II-4-2). В сульфидизированных железистых кварцитах железорудного проявления Хорогочи-2 (II-4-17) содержание платины составляет 0,5 г/т (тематические работы АМУРКНИИ, В. Г. Моисеенко, С. С. Зимин, 1984 г.).

ЭПГ установлены в рудах Березитового месторождения (III-3-2) (г/т): осмий – 0,004–0,01, платина – 0,1–0,27, палладий – 0,01–0,03, родий – 0,05–0,25.

Повышенными концентрациями этих элементов, а также золота в районе месторождения отличаются сульфидизированные метагаббро олошкинского комплекса раннего архея с высокими содержаниями магнетита. В рудах проявления железа Скарновое (III-3-40) содержания (г/т) платины – до 0,45, палладия – 0,03, иридия – 0,007, родия – 0,1, золота – 0,8. В верховьях р. Мал. Ольдой в тех же метагаббро с ильменит-магнетитовой минерализацией установлены палладий – 0,09 г/т и золото – 0,6 г/т (III-4-24) [72].

В нижнем течении руч. Читкан в зоне брекчирования и окварцевания известковистых алевролитов мощностью 1,5 м среди ороговикованных пород большеверской свиты в экзоконтакте малых тел габброидов первой фазы урушинского комплекса выявлены палладий – 0,03 г/т и золото – 0,8 г/т (III-4-157). Весовые количества (от 35 до 308 мг/м³ шлихового концентрата или до 1 мг/м³ песков) минералов группы платины выявлены при добыче золота из россыпи руч. Читкан (IV-4-2). По данным микрозондового анализа, это интерметаллические соединения: иридоосминрутенит, рутениридоосмин и купроферроплатина. Коренные источники не обнаружены. Возможно, источником сноса платиноидов является массив габброидов урушинского комплекса, расположенный на водоразделе ручьев Пионер–Читкан [450, 487].

Уран, торий. На территории листа известны два малых месторождения урана, 11 проявлений и 12 пунктов минерализации урана и тория. Перспективные объекты промышленного уранового и ториевого оруденения не выявлены.

Значительная часть урановорудных объектов (II-6-80, 90, 96; II-4-46, 93, 103 и др.) находится в пределах Желтулакской МЗ и относится преимущественно к урановорудной формации в калиевых метасоматитах зон разломов.

Месторождение Кавлинское (II-6-80) расположено на востоке территории листа на правобережье р. Гиллой. На площади месторождения развиты слюдястые графитсодержащие сланцы, кварц- и амфибол-полевошпатовые метасоматиты. Рудоносными являются тела кварц-полевошпатовых метасоматитов, реже сланцев мощностью от десятков см до 30 м, протяженностью до 1000 м и более. Уранинит в виде прожилков и мелкой вкрапленности приурочен к зальбандам или внутренним частям тел метасоматитов. Протяженность рудных залежей 500 и 1300 м, мощность 0,5–14 м [344, 493]. Запасы урана оценены в количестве 2131 т при бортовом содержании 0,03 %. Месторождение до конца не оконтурено.

В аналогичной геологической обстановке вблизи месторождения находятся проявления урана Стрелка (II-6-90) и Юго-Восточное (II-6-96). Среднее содержание урана в метасоматитах кварц-полевошпатового состава составляет сотые доли %, в единичном случае достигает 0,438 % на 0,6 м. Рудные минералы представлены уранинитом, настураном, казолитом и вальпургитом [344]. Еще более низкими содержаниями урана характеризуются тела оруденелых кварц-полевошпатовых метасоматитов на проявлениях Уркиминское (II-4-93), Гетканское (II-4-103) и Джалон (III-6-30). Оруденение имеет гнездовой характер, его параметры незначительны [336, 446, 537].

На проявлении урана со скандием и редкими землями Июньское (II-4-46) рудоносными являются передробленные гранат-биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты с гнездами и линзами метасоматитов. Выявлено шесть рудных тел длиной первые метры, мощностью 0,5–4,5 м. Урановая минерализация представлена уранинитом, настураном, отенитом, уранофаном, ураноцирцитом. Содержание урана 0,09–0,037 % (до 1,13 % на мощность 4,5 м, максимальное – 11 % на мощность 0,25 м) [352, 408, 537]. Из-за небольших размеров проявление оценивается отрицательно.

На локальных участках в пределах Желтулакской МЗ урановое оруденение фиксируется в связи с пегматитовыми жилами (II-4-87 и др.). Содержание урана в пегматитах с эвксенитом достигает 11,25 %, тория – 2,4 %.

С калиевыми метасоматитами зон разломов, видимо, также связано проявление тория, урана и молибдена Зимовичи (II-4-137), установленное на восточном фланге Пришилкинской МЗ в верховьях р. Бол. Ольдой. В окварцованных и микроклинизированных бластомилонитах с оранжитом, ортитом, циртолитом, уранинитом и настураном содержание урана достигает 0,63 %, тория – 0,44 % [364].

Урановое оруденение Тунгино-Олекминской и Пришилкинской МЗ связано с вулканоплутоническими комплексами позднепалеозойско-ме-

зозойского возраста, отмечается в зонах дробления в разновозрастных гранитоидах и, совместно с молибденом, в аргиллизитах и полевошпатовых метасоматитах вулcano-тектонических структур.

Проявление Участок Геологический (Аномалия 37) (II-2-10) расположено на левобережье р. Ненюга в центральной части Верхне-Эльгаканской вулcano-плутонической структуры, образованной гранитоидами амананского и нерчуганского комплексов [488, 545]. В пределах последней зафиксированы гидрохимические ореолы с ураном $1,2-3,3 \times 10^{-6}$ г/л (II-2-14, 62), большое количество минеральных источников с высоким содержанием урана, радона (до 1500 эман), а в ряде случаев – гелия (до 10 600 % усл. ед.) (II-2-16). Оруденение локализовано на контакте дайкообразного тела гранит-порфиров – граносиенит-порфиров нерчуганского комплекса, прорывающего катаклазированные, интенсивно аргиллизированные порфировидные граниты амананского комплекса. Среднее содержание урана в двух рудных телах мощностью 1,8 и 0,35 м составляет соответственно 0,026 и 0,0145 %. Минерализация представлена примазками желтой урановой слюдки по многочисленным трещинкам отдельности. Наличие потенциально ураноносных субвулканических образований, гидротермально измененных пород, обилие радиоактивных источников, большое количество гелиевых аномалий может свидетельствовать о наличии нескрытого эрозией месторождения.

Месторождение урана и молибдена Кремнистое (III-3-13) находится в центральной части листа в бассейне р. Хайкта. Оно приурочено к экстружии, сложенной игнимбритами риолитов десовского комплекса раннего триаса и контролируется пересечением разломов северо-восточного и северо-западного направлений. Риолиты изменены до каолинит-гидрослюдистых вторичных кварцитов. Руды образуют пластообразную штокверковую залежь (120 × 200 м, до 340 м на нижних горизонтах) субгоризонтального залегания, сложной конфигурации в плане, средней мощностью 42,4 м. Вертикальный размах оруденения 100–130 м. Руды жильные, брекчиевые и вкрапленные. Урановые минералы (настуран, уранинит) ассоциируют с сульфидами (молибденитом, галенитом, сфалеритом, пиритом). Содержание урана в рудах 0,01–0,05 % (до 0,226 %) [345, 376, 450]. К такому же типу относится проявление урана и молибдена участка Левобережный (III-3-3). Среднее содержание урана в зонах дробления, аргиллизации и окварцевания вулканитов десовской свиты – 0,026 %, молибдена – 0,07 %. Урановая минерализация представлена настураном [345, 376].

Проявление урана Семейное (Ингурахтинское) (III-1-63) расположено в Пришилкинской МЗ у западной рамки листа. Оруденение приурочено к Бухтинской вулcano-плутонической структуре, образованной гранодиоритами и гранодиорит-порфирами второй фазы амуджиканского комплекса и породами нерчинского трахиандезит-риолитового комплекса. Структура контролируется пересечением глубинных разломов. Выявлено [654] восемь субмеридиональных зон аргиллизации и брекчирования гранодиорит-порфиров мощностью 0,5–20 м, длиной 100–600 м. Содержания урана в зонах колеблются от 0,0025 до 0,009 %, редко до 0,01–0,21 %. Урановая минерализация представлена урановыми чернями, уранофаном, казолитом, урановыми слюдками (отенитом и ураноспинитом). Оценка проявления не завершена.

В нижнем течении р. Уров в пределах Уровского свинцово-медно-золоторудного узла (11.2.2) аномальные содержания урана отмечаются в минерализованных зонах дробления среди разновозрастных гранитоидов в связи с лейкократовыми формациями юрского этапа тектоно-магматической активизации. В кварц-сульфидной жиле Гулинского золоторудного проявления (VI-1-117) мощностью 0,5 м с гнездовой вкрапленностью уранинита, аршиновита и примазками урановой черни и уранофана максимальное содержание урана составляет 0,0114 %, тория – 0,0083 % [425]. Практического интереса урановая минерализация не представляет.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Кварц оптический и пьезоэлектрический. Почти все проявления и пункты минерализации оптического и пьезоэлектрического кварца расположены в пределах Становой блоковой системы и связаны с кварцевыми жилами среди архейских кварцитов и гнейсов, реже – протерозойских габброидов.

Проявления Экса (II-3-6) и Солокит (II-3-7) находятся в бассейне р. Нюкжа. Они представлены кварцевыми жилами в кварцитах нижнего архея мощностью 0,2–1,5 м, протяженностью 10–15 м. На проявлении Экса кварцевая жила образует полупрозрачные кристаллы шириной 1–1,5 см и длиной до 10 см. На проявлении Солокит кварц одной из жил неясно- и мелкозернистый, слаботрещиноватый, полупрозрачный до прозрачного, отвечает требованиям ко II сорту сырья для плавки (коэффициент светопропускания 61 %) [269, 613, 637].

Восточнее, в бассейне р. Одолго находится проявление руч. Медвежий (II-4-38). Оно представлено двумя кварцевыми линзами в гнейсах верхнего архея мощностью 0,6 и 0,3 м, протяженностью 7 и 4 м. Кварц полупрозрачный, среднезернистый, сливной, иногда сетчатой текстуры, по трещинам ожелезненный; отвечает требованиям ко II сорту сырья для плавки. Коэффициент светопропускания 60 % [637].

Все описанные проявления не перспективны на обнаружение промышленных запасов как пьезокварца, так и горного хрусталя для плавки.

Проявление Геткан (II-4-106) расположено в верховьях р. Геткан. Оно представляет собой кварцево-жильную зону с параметрами 500 × 800 м, приуроченную к тектонически ослабленной зоне в пределах массива габброидов раннего протерозоя. Размер глыб кварца из делювиально-элювиальных развалов достигает 1,0–1,2 м. Кварц мелкозернистый. По качеству соответствует требованиям к жильному кварцу I и II сорта для плавки, к кварцу жильному кусковому для выращивания монокристаллов кварца (марка КЖ-1), а также к жильному кварцу I сорта для варки оптических и увиолевых стекол [323, 637]. Объект заслуживает постановки поисковых работ.

Проявление кварца Иличинское (III-4-1) относится к силекситовой формации пегматитового генетического типа. Оно находится на правобережье р. Бол. Ольдой и представляет собой кварцевый шток с резкими вер-

тикальными границами, площадью выхода 360×310 м, локализованный в гранитах позднечурского амуджиканского комплекса. Кварц представлен полупрозрачной разновидностью льдистого облика с участками (до 30×30 см) прозрачного, стекловидного. Структура кварца крупно- и гигантозернистая. Качество кварца отвечает требованиям к сырью для варки оптических и увиолевых стекол. По количеству ресурсов проявление – самый крупный объект кварцевого сырья рассматриваемой территории [534, 637].

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Флюорит. Флюоритовая минерализация широко распространена, однако промышленные месторождения неизвестны. Ранг большинства объектов отвечает пункту минерализации.

Наиболее значительный объект флюоритовой минерализации на рассматриваемой площади – проявление Лубинское (VI-1-31) – находится в верховьях р. Лубия в юго-западной части листа. Проявление представлено кварц-флюоритовой жилой, залегающей в зоне раздробленных и окварцованных гранит-порфиров кукульбейского комплекса поздней юры. Простирается жилы субмеридиональные, падение восточное под углами $65-80^\circ$, мощность изменяется от 1 до 5 м. Жила прослежена по простиранию на 1600 м, на флангах не оконтурена. Содержание флюорита в жиле достигает 54,5 % на мощность 1,2 м [564]. Прогнозные ресурсы не подсчитывались.

Группа пунктов минерализации флюорита находится в бассейне р. Бол. Ольдой в эндо- и экзоконтактах Хайктинского массива гранитоидов амуджиканского комплекса. Флюорит фиксируется в кварцевых жилах (II-3-44, III-3-4) и в минерализованных тектонических зонах (III-3-48). Наиболее интересным является пункт минерализации на водоразделе ручьев Колбачи и Бол. Медвежий (III-3-48). Флюоритовая минерализация прожилково-вкрапленного характера приурочена к зоне дробления в габброидах раннего архея мощностью 7 м. Содержание флюорита до 20–25 % [535]. Перспективы неясны. Остальные объекты бесперспективны.

Вкрапленность флюорита установлена в литиеносных кварц-диопсид-тремолит-карбонатных метасоматитах проявлений лития в верховьях р. Бол. Ольдой (II-4-140, 144, 149), связанных с субщелочными гранитоидами нерчуганского комплекса раннего триаса. Содержание флюорита незначительно.

На проявлении бериллия и вольфрама Ольгинское (IV-3-22), описанном в разделе «Бериллий», флюорит содержится в рудоносных кварцевых жилах и в зоне флюоритизации известняков шириной 45–50 м, протяженностью 200 м. Объект на флюорит не изучался, перспективы зависят от масштабов основного (бериллий-вольфрамового) оруденения.

Алунит. Алунитовая минерализация распространена ограниченно в центре и на юго-востоке листа. Проявление Амуткачи (III-3-57) находится на правом берегу р. Бол. Кенгурак. Алунитсодержащие вторичные кварциты образуют шесть линзовидных рудных тел мощностью 0,5–3 м, протяжен-

ностью до 150 м среди гидротермально измененных вулканических пород среднего состава верхнепермской чичаткинской свиты. Содержание алунита в кварцитах не более 9 %, в одной пробе – 25,12 % [462].

Проявление Буриндинское (IV-6-45) расположено на водоразделе рек Керак и Буринда. Оно приурочено к кислым и средним эффузивам керакской свиты раннего мела, прорванным субвулканическими дацитами. Алунитовые вторичные кварциты слагают 15 залежей неправильной формы размером от 20×130 до 150×4000 м, общей площадью 0,79 км². Содержание алунита колеблется от 15,6 до 51,9 % (среднее 33,9 %). Кроме вкрапленной, наблюдается жильная алунитовая минерализация в виде тонких прожилков с содержанием алунита от 81,1 до 93,53 % [363, 553, 618].

У восточной границы листа в бассейне р. Ольга находится проявление алунита Дульней (V-6-10). Алуниносодержащие вторичные кварциты установлены среди пропицитизированных вулканитов жерловой фации талданской свиты. Они слагают несколько линзовидных тел длиной 1–1,3 км, шириной 150–400 м. Содержание алунита 20,72–34,44 % (в среднем 28 %) [406, 553, 597]. Ввиду незначительных параметров рудных тел и низких содержаний алунита проявление практического интереса не представляет.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ ФОСФАТНЫЕ

Апатит. Известны два проявления апатита в докембрийских габброидах. Оба проявления расположены в пределах Становой блоковой системы.

Проявление Евгеньевское (I-6-67) находится в верховьях р. Мал. Гиллюй в поле развития гнейсов джигдалинской свиты, содержащих мелкие пласто- и линзообразные тела метаморфизованных габбро и пироксенитов лучинского комплекса раннего архея. Линзообразная рудная залежь протяженностью 1000–1100 м, средней мощностью 145 м сложена биотитизированными и калишпатизированными пироксенитами с вкрапленностью апатита (30–40 %, редко до 60–80 %). Содержание в рудах (%) P_2O_5 – от 2–3 до 11,58 (среднее 4,1), бария – 0,2–0,8, стронция – 0,1–0,3, лантана – 0,01–0,03, церия – 0,01–0,06, фтора – 0,3–1,75, урана и тория – не более 0,2. Руды силикатного типа, легкообогатимые. Из них ожидается (по аналогии с рудами месторождения Укдуска) получение апатитового концентрата с содержанием P_2O_5 36–38 % при его извлечении 87–95 % и выходе концентрата 7,5–11,4 % [397, 398, 474]. На проявлении в настоящее время завершаются поисковые и оценочные работы.

Проявление Нрунна (II-3-27) находится на правом берегу р. Нюкжа. Аномальные концентрации фосфора установлены в раннепротерозойских габброидах лукиндинского комплекса в экзоконтакте массива сиенитов, граносиенитов и гранитов среднекаменноугольного(?) верхнеигамского комплекса. Рудные зоны мощностью от 10 до 140 м представлены пироксенитами, габбро и метасоматическими сиенитами с вкрапленностью апатита. Содержание апатита колеблется от 1–2 до 15 %. Руды комплексные, магнетит-ильменит-апатитовые. Содержание P_2O_5 – 3,5–9,2 % [269, 399, 402]. Дальнейшие поисковые работы нецелесообразны в связи с небольшой мощностью рудных зон и низкими содержаниями апатита.

Фосфорит. Известны два проявления фосфорита. Проявление Ольдойское (III-4-135) у ж.-д. ст. Ольдой представлено горизонтом фосфатоносных разномерных гравелистых карбонатно-кварцевых песчаников, залегающих среди известняков и известковистых алевролитов большеверской свиты нижнего девона. Мощность 0,7 м, протяженность 40 м. Песчаники содержат обломки переотложенных фосфоритов (10–20 %) размером от 1–2 до 10–12 мм. Содержание фосфорного ангидрида 2,95 % [475, 643]. Практического интереса не представляет.

Восточнее, в междуречье Джалинды и Мал. Уркана установлено проявление фосфорита (III-5-72) в отложениях янканской серии среднего палеозоя. Фосфатоносные породы образуют 11 залежей мощностью 0,8–10 м в прослоях филлитизированных, иногда окремненных алевролитов среди зеленых сланцев. Содержание фосфорного ангидрида 0,14–1,91 % [496]. На расположенных неподалеку Джалиндинском (III-5-80) и Нагиминском проявлениях (III-5-81) железорудные и марганценозные залежи в породах янканской серии содержат фосфор в количестве до 1–3 %. Отложения янканской серии перспективны для поисков промышленных залежей фосфоритов.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Высокоглиноземистые материалы. Кианит, андалузит и силлиманит в качестве породообразующих минералов широко распространены в гнейсах и кристаллосланцах архея Становой блоковой системы, обычно содержащих 1–7 % этих минералов. Пункт минерализации в бассейне р. Кавли (II-6-91) представлен пластом глиноземистых гнейсов чимчанской свиты мощностью 4 м с содержанием кианита 10,4 %. В пункте минерализации в бассейне р. Мал. Талга (III-6-33) в нескольких пластах тех же гнейсов мощностью до 10 м кианит содержится в количестве 10–15 % [346, 431]. В пунктах минерализации, расположенных в Пришилкинской МЗ на западе листа (III-1-87; III-2-52, 57), содержание андалузита и силлиманита в маломерных горизонтах и линзах высокоглиноземистых сланцев в составе раннеархейских образований могочинского метаморфического комплекса составляет 10–20 %.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Асбест. Пункт минерализации Асбестовый (II-6-9) расположен в бассейне р. Гилюй у восточной границы листа. Среди мигматизированных амфиболовых гнейсов архея выявлена линза серпентинита размером 10 × 300 м. В ней наблюдается линзовидная жила белого тонковолокнистого асбеста-антофиллита длиной 1,2 м, мощностью до 15 см [381]. Пункт минерализации бесперспективен.

Мусковит. Крупное поле мусковитоносных пегматитов находится в бассейне р. Гилюй среди высокоглиноземистых гнейсов архея. Пегматиты тяготеют к массивам гранитоидов тукурингского комплекса. Здесь известно

одно проявление и несколько пунктов минерализации мусковита. Проявление (II-6-84) представлено пегматитовой жилой мощностью 20–25 м, протяженностью 250 м. Размер пластин мусковита 3–20 см², количество крупных кристаллов не превышает 2–3 %. В пунктах минерализации (II-6-92, 93, 94, 95; III-6-36) развиты менее мощные жилы с меньшим размером кристаллов мусковита [382, 531, 533]. Слюда непригодна для использования в промышленности из-за сильной деформированности кристаллов, плохой расщепляемости, ельчатости и загрязненности механическими примесями.

В бассейне р. Нюкжа выявлены проявление и два пункта минерализации мусковита. Проявление Экса (II-3-9) представлено свалами крупных глыб пегматита среди кварцитов нижнего архея. Размер пластин мусковита 4–7 см в поперечнике. Пункты минерализации II-3-8, 13 представлены маломощными жилами пегматитов с более мелким мусковитом [613, 614]. В районе возможно обнаружение пегматитов с высоким качеством мусковита.

Вермикулит. На территории листа установлено четыре проявления и два пункта минерализации вермикулита.

Проявление Кавлинское (II-6-87) находится на востоке листа, в бассейне р. Кавли. Оно приурочено к системе нарушений Джелтулакского глубинного разлома. Среди метасоматически измененных амфиболитов и амфибол-биотитовых гнейсов архея выявлены тела слюдитовых метасоматитов мощностью до 40 м, протяженностью до нескольких км. Содержание вермикулита в слюдитах достигает 22 %. Вермикулит отвечает кондициям марок М-150 и М-200. Размер чешуек не превышает 1 мм, что затрудняет процесс обогащения вермикулитовых руд. Проявление может представлять практический интерес лишь как дополнительный источник сырья [491].

На расположенном восточнее проявлении Благовещенское (III-6-15) вермикулит связан с корой выветривания актинолитизированных амфиболитов архея, на 60–70 % превращенных в гидрослюдиты. Выход вермикулита крупностью 2,5–5,0 мм составляет 3,0–32,6 %. По своим свойствам он отвечает материалам для тепло- и звукоизоляции [336, 491]. Учитывая широкое распространение коры выветривания амфиболитов, необходимо продолжение поисковых работ.

Проявление Будка Веселая (III-5-3) расположено на 94-м км Амуро-Якутской автомагистрали. На участке площадью 5 км² установлено развитие вермикулита по биотитизированным ультраосновным породам краевой части Веселкинского массива ультрабазитов раннеархейского возраста [491]. Из-за небольших размеров вермикулитовых тел практического значения не имеет. Проявление подобного типа находится в бассейне р. Ирмакит (III-6-55). Кора выветривания горнблендитов раннего архея мощностью 1–2 м на 90 % состоит из вермикулита. Размер пластинок вермикулита достигает 5–7 мм [337]. Проявление оценивается отрицательно.

Графит. Известно одно проявление и семь пунктов минерализации графита пневмолит-гидротермального, реже – метаморфогенного генетических типов. Перспективное проявление Аимканское (II-5-79) находится на правом берегу р. Тында. Графитовая минерализация приурочена к раз-

рывным нарушениям Желтулакской шовной зоны. Среди графитосодержащих сланцев желтулакской серии нижнего протерозоя выделены три графитоносных тела, сложенных серицит- и биотит-графит-плагиоклаз-кварцевыми сланцами, сменяющимися к центру тел графит-кварцевыми брекчиями. Протяженность тел 2–4,5 км, мощность 35–40 м (до 100 м). Содержание графита 6,7–17,1 % (среднее – 11 % на мощность 11 м). Графит мелкочешуйчатый, в графит-кварцевых брекчиях – крупночешуйчатый (пластины до 1 × 1,5 см). Качество графитовой руды не изучено. На проявлении прогнозируется среднее или крупное месторождение графита, рекомендуется постановка специализированных поисковых работ [323, 360]. Остальные объекты графитовой минерализации имеют малые размеры и малоперспективны.

Магнезит. Пункты минерализации магнезита расположены на юго-западе листа в восточной части Кактолгинского магнезитового узла (V-1-23, 26, 29). Они представлены горизонтами белого массивного магнезита в разрезе отложений быстринской свиты раннего кембрия [274]. Детальное изучение этих образований не проводилось. Ареал развития магнезитоносных отложений выделен в качестве Тимчекской магнезитоносной площади, основная часть которой располагается на смежной с запада площади листа N-50.

Цеолиты. Единственное проявление цеолитов находится на юго-востоке листа в бассейне р. Буринда (IV-6-78). В северо-восточной части вулканоструктуры горы Коврижка, сложенной породами кислого состава кераскского андезит-дацитового комплекса раннемелового возраста, на площади 40 км² развиты продуктивные экструзивно-субвулканические фации. Цеолитизированы породы краевой части экструзии: витрокластические туфы, витрориолиты, вулканические стекла. Содержание цеолита (морденита) 60–90 % [493]. Проявление слабо изучено.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

На территории листа известно шесть проявлений и столько же пунктов минерализации драгоценных и поделочных камней. Многие объекты недостаточно изучены, оценка степени их перспективности возможна только после дополнительного обследования.

На проявлении бериллия и молибдена Глубокое (II-4-133) в верховьях р. Бол. Ольдой в кварцевых прожилках в коренном залегании и в обломках кварца в делювии отмечаются кристаллы берилла размером до 12 см по длинной оси, лучистые сростки мелких кристаллов и сплошные зернистые агрегаты. Ранее [364] в центральных частях жил находили кристаллы берилла, ярко окрашенные и прозрачные, размером до 10 см по длинной оси. Проявление перспективное [637].

На проявлении граната Чалая (IV-6-38) в верховьях р. Мал. Каменушка (правого притока р. Уркан) кристаллические агрегаты граната наблюдались в скарнах, скарнированных породах на контактах пологопадающей

жилы гранитов, прорывающих мраморы и кальцифиры смольнинской свиты верхнего архея. Мощность зоны скарнообразований до 0,5 м. В отвалах карьера отмечались глыбы диаметром до 50 см, полностью покрытые кристаллами граната. Гранат полупрозрачный, размер кристаллов 7–8 мм, цвет от медово-желтого до красно-коричневого, по составу отвечает гроссуляру. Гранат может использоваться в качестве коллекционного материала [493].

Недалеко от г. Тында установлено проявление амethysta Виктория (II-5-11). В гнейсах нижнего архея, аргиллизированных в зоне тектонического нарушения, локализованы амethystоносные жилы линзовидного строения мощностью в раздувах до 3–5 см, протяженностью 1,5–2,0 м. Жилы выполнены глиной с кристаллами амethysta размером 1,5–3 см, реже до 4–5 см. Окраска кристаллов бледно-фиолетовая, струйчатая, зональная. Прозрачные бездефектные кристаллы встречаются редко. Они могут использоваться для огранки и изготовления ювелирных изделий. Большинство кристаллов из-за низкого качества (трещиноватости, кавернозности, бледной окраски) может использоваться только как коллекционный материал [86, 87].

Пункт минерализации циркона (II-4-6) известен в бассейне руч. Хорогочи-2. Красные и розовато-красные кристаллы циркона (гиацинта) содержатся в основной массе пироксенитов Хорогочинского расслоенного ультрабазит-базитового массива хорогочинского комплекса раннего архея. Кристаллы бипирамидальные, чистые и прозрачные, размером до 1 см при ширине 3–4 мм [499]. Объект изучен недостаточно.

Проявление и несколько пунктов минерализации халцедона и яшмоидов на юго-востоке листа приурочены к эффузивам среднего и кислого состава талданской, керакской и галькинской свит мелового возраста. На левом берегу р. Мал. Галька в горизонте миндалекаменных трахиандезитбазальтов галькинской свиты мощностью 10 м и протяженностью 800 м наблюдаются миндалины голубовато-серого халцедона размером 0,5–8,0 см (IV-6-54) [493]. В этом районе и восточнее, в бассейне р. Магдагачи (пункты минерализации IV-6-43, 61) в делювии и в коренных обнажениях вулканических пород наблюдаются агаты, окрашенные в красноватые и желтоватые тона, линзы и прожилки параллельно-полосчатого оникса и мутно-серого халцедона, яшмовидные породы пестрой окраски. Среди галек сазанковской свиты здесь (IV-6-66) отмечаются халцедоны, отдельные образцы которых отвечают III сорту ювелирно-поделочных камней. Объекты слабо изучены, их перспективы неясны.

На восточном окончании хр. Ильтивус, недалеко от ж.-д. ст. Невер находится проявление розового кварцита Неверское (III-5-100). На протяжении 1 км вдоль склона прослеживаются глыбово-щебнистые осыпи мелкозернистых кварцевых песчаников омутнинской свиты силура, переходящих в кварциты однотонной бордово-розовой, полосчатой бело-розовой и розовато-белой окраски. Поперечный размер моноблоков не превышает 0,1–0,2 м. Породы хорошо полируются, по декоративности образцы розовых кварцитов отнесены ко II (декоративный) и III (малодекоративный) сортам. Кварциты рекомендованы к ограниченному использованию в качестве декоративного и облицовочного камня [637].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Минерально-сырьевая база строительных материалов сформирована с учетом сложившейся инфраструктуры региона исходя из местных нужд строительных, горнодобывающих, железнодорожных и дорожно-строительных предприятий. Она обеспечивает их текущую и перспективную потребность в балластном материале, наполнителях для производства строительных бетонов и растворов, сырья для производства кирпича. Месторождения разнообразных строительных материалов, особенно изверженных горных пород и аллювиальных песчано-гравийно-галечных отложений, широко распространены по всей территории и располагаются, как правило, в непосредственной близости к главнейшим транспортным магистралям: Транссибирской, БАМ, Амуро-Якутской автотрассе, р. Амур.

Магматические породы. Государственным балансом запасов по состоянию на 1.01.2005 г. по территории листа учтены семь месторождений строительного камня с суммарными запасами категорий А + В + С₁ более 116 млн м³. Это месторождения гранита Тындинское, Тындинское-І, Бурухинское, Магдагачинское, гранодиорит-порфиров и андезитов – Промысловое, андезитов и их туфов – Талданское и гнейсов – Ларбинское. Месторождение Талданское эксплуатируется, остальные числятся в Государственном резерве.

Одним из самых крупных месторождений является Тындинское (II-5-8) у одноименной станции БАМ. Площадь месторождения 1682,6 тыс. м². Полезным ископаемым являются биотитовые граниты средне-позднеюрского тындинско-бакаранского комплекса с включениями гнейсо-гранитов раннего архея. Установлена их пригодность для всех видов строительства. Отсевы дробления щебня могут применяться как пески строительные. Из щебня с добавлением цемента может быть получен бетон. Запасы категорий А + В + С₁ – 47 198 тыс. м³ [348, 396]. Расположенное рядом месторождение Тындинское-І (II-5-10) представлено теми же гранитами, так же пригодными для всех видов строительных работ. Запасы гранита категорий В + С₁ – 1584 тыс. м³ [331, 349, 569].

Южнее г. Тынды находится месторождение гнейсовидного гранита Бурухинское (II-5-36). Оно представлено фрагментом обширной интрузии раннепротерозойских гранитоидов тукурингского комплекса площадью 0,04 км². Мощность полезной толщи 18,2 м. Породы пригодны для использования в качестве щебня для отсыпки автодорог, бутового камня. Суммарные запасы гнейсо-гранита категорий В и С₁ составляют 730 тыс. м³ [347].

Большими запасами строительного камня обладает месторождение Промысловое (IV-6-39), расположенное у одноименного развязда Транссибирской магистрали. Оно представлено гранодиорит-порфирами бурухинского и субвулканическими андезитами талданского комплексов раннего мела. Щебень этих пород может применяться как заполнитель бетона и для всех видов строительных работ. Запасы категорий А + В + С₁ составляют 54 946 тыс. м³, категории С₂ – 90 446 тыс. м³ [333]. В 60 км к юго-востоку, в районе пос. Магдагачи находится месторождение Магдагачинское (IV-6-64), представляющее собой участок крупной интрузии субщелочных

гранитов магдагачинского комплекса. Граниты пригодны для добычи бутового камня и путевого щебня. Запасы категорий А + В + С₁ – 3578 тыс. м³, категории С₂ – 4043 тыс. м³ [633].

На месторождении Талданское (IV-5-15) полезными ископаемыми являются андезиты и туфы андезитов талданской свиты нижнего мела. Мощность полезного слоя 38–60 м, средняя мощность вскрышных пород 3,3 м. Породы пригодны для производства путевого щебня, бутового камня и щебня для бетона [404]. Месторождение эксплуатируется с 1981 г., остаток запасов категорий А + В + С₁ на 1.01.2005 г. 7879 тыс. м³.

Месторождение гнейсов Ларбинское (I-4-31) находится вблизи одноименной станции БАМ. Представлено гнейсами кристаллосланцевой толщи нижнего архея. Породы пригодны для производства щебня с использованием его в качестве балласта для строительства железных и автодорог, заполнителя в тяжелый и гидротехнический бетоны [330]. Месторождение разрабатывалось до 1994 г., остаток запасов категории В составляет 397 тыс. м³.

Предварительно разведаны Тахтамыгдинское (III-4-132) и Магдагачинское-1 (IV-6-63) месторождения гранитов, обладающие, по оценкам, значительными запасами. Остальные месторождения строительного камня не разведаны, но часть из них обрабатывается эпизодически для местных нужд.

Карбонатные породы. В районе ст. Мадалан Транссибирской магистрали известны два месторождения известняка – Ольдойское (III-4-109) и Ольдойское-1 (III-4-110). Месторождения представлены залежами мраморизованных известняков джалиндинской свиты мощностью от 0,75 до 80,5 м, протяженностью до 540 м. Установлена пригодность известняков для производства портландцемента и извести, для нужд химической промышленности и производства удобрений. Месторождение Ольдойское-1 с запасами категорий В + С₁ 2699 тыс. т подготовлено к промышленному освоению, запасы известняков Ольдойского месторождения не утверждены, его освоение в ближайшее время не планируется [437, 562].

В Сковородинском районе у пос. Соловьевск выявлены еще два месторождения известняков – Соловьевское-1 и Соловьевское-2 (III-5-73, 49). Известняки залегают среди отложений бальдижакской толщи в виде пластобразных залежей мощностью от 80 до 200 м, протяженностью 800–1800 м. Известняки первого месторождения могут использоваться в качестве сырья для производства тощей извести. Месторождение частично отработано, его ресурсы по категории Р₁ составляют 19 млн т. Известняки месторождения Соловьевское-2 пригодны для производства цемента, запасы категории С₂ – 37,9 млн т [378, 625].

Месторождения известняка Омутная (IV-3-20) и доломита Грязнинское (V-6-18) эксплуатировались местным населением кустарным способом, имеют небольшие размеры и, по-видимому, малоперспективны.

Глинистые породы. Месторождения глин и суглинков расположены в пределах Уруша-Ольдойской и Урканской впадин, а также приурочены к террасовым отложениям р. Бол. Чичатка, р. Амур в устье р. Магдагачи и вблизи с. Игнашино. Возраст месторождений – от палеоценового до современного.

Месторождение суглинков Бамское (Крестовское) (III-4-114) находится недалеко от пос. Тахтамыгда, примыкает к железной дороге. Представляет собой пластообразные залежи серовато-коричневых суглинков средней мощностью 2,0 м в верхнеэоценовых аллювиальных отложениях. Суглинки пригодны для производства керамзитового гравия и кирпича [329, 358]. Месторождение частично обработано, числится в Государственном резерве. Остаток запасов категорий А + В + С₁ на 1.01.2005 г. составляет 5377 тыс. м³, С₂ – 3459 тыс. м³.

Месторождение кирпичных глин Урканское (III-5-89) находится в западной части Урканской впадины вблизи одноименного поселка. Залежь глин мощностью 5–30 м в отложениях кивдинской свиты палеоцена прослежена на площади 5 км². На месторождении работал небольшой кирпичный завод, который обеспечивал потребности близлежащих населенных пунктов. В настоящее время оно не эксплуатируется. Ресурсы глин оценены в количестве 31,3 млн т [378].

Учтенное кадастром месторождение кирпичных глин Падь Маришная (III-2-110) к настоящему времени утратило промышленную значимость.

Остальные месторождения глин слабо изучены, многие из них обрабатывались кустарным способом.

Вблизи ст. Мадалан известно месторождение глинистых сланцев Мадаланское (III-4-143). Глинистые сланцы вскрыты железнодорожной выемкой в породах имачинской свиты девона на протяжении 226 м на глубину до 20 м. Пачка глинистых сланцев характеризуется однородностью химического состава и качества. Породы пригодны для цементного производства. Запасы глинистых сланцев категорий В + С₁ составляют 1629 тыс. т [392, 437].

Обломочные породы. Песчано-гравийный и песчано-гравийно-галечный материал распространен на территории листа в аллювиальных отложениях пойм и террас многочисленных рек. К настоящему времени разведаны и получили оценку 14 месторождений. Наиболее крупными и хорошо изученными являются месторождения Урушинское, Крестовское, Большая Омутная.

Месторождение Урушинское (III-3-83) находится в пойме одноименной реки. Слой песчано-гравийного материала имеет пластообразную форму, выдержан по простиранию (длина 200–230 м, ширина 80–290 м) и мощности (от 3 до 9 м). Песчано-гравийный материал отвечает требованиям к гравию для балласта железнодорожных путей [653]. Месторождение частично обработано, остаток запасов категорий А + В + С₁ на 1.01.2005 г. – 4785 тыс. м³, категории С₂ – 1864 тыс. м³.

В резерве числится месторождение Большая Омутная (III-3-84), расположенное в пойме р. Бол. Омутная на пересечении ее Транссибирской магистралью. Песчано-гравийно-валунные отложения образуют пласт средней мощностью 1,85 м. Гравийно-валунный материал отвечает требованиям к гравию 2-го сорта и пригоден для использования в качестве путевого балласта [644]. Учтенные запасы категории А составляют 1961 тыс. м³.

Месторождение Крестовское (III-4-112) представлено песчано-гравийными отложениями поймы р. Мал. Ольдой. Средняя мощность полезного

слоя 4,6 м. Песчано-гравийный материал в естественном виде пригоден для укладки в балластный слой железнодорожного пути. Отсев песка и гравия можно использовать для изготовления бетона [550]. Запасы песчано-гравийного материала категорий А + В + С₁ составляют 7281 тыс. м³. Месторождение не обрабатывается.

Остальные месторождения имеют более мелкие размеры. Они периодически эксплуатируются местными строительными организациями, часть их утратила промышленное значение.

Песок строительный. Два месторождения строительного песка находятся на юго-востоке листа. Месторождение Усть-Дульнейское (V-6-13) представлено пластом кварц-полевошпатовых песков с прослоями и линзами гальчаников мощностью 5 м в современных аллювиальных отложениях. На месторождении Толбузинское (V-6-22) пласт кварц-полевошпатовых песков с гальками и гравием мощностью 3 м выявлен в ниже-среднеплейстоценовых аллювиальных отложениях третьей надпойменной террасы Амура [247]. Месторождения не разведывались. Песок использовался при сооружении и ремонте грунтовых дорог местного значения.

Песчаник. Месторождения песчаника разрабатывались в небольших объемах для дорожного строительства в селах Ольгино и Черняево. Средне- и крупнозернистые песчаники образуют в терригенных отложениях среднеюрского возраста пласты мощностью 3,5–4,0 м. Месторождения не разведывались, их запасы не подсчитаны.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Кварцит. Месторождение динасовых кварцитов Неверское (III-5-98) разведано еще в начале 1940-х годов при подготовке сырьевой базы нерудных полезных ископаемых для дальневосточной черной металлургии. Месторождение расположено в 9 км к северу от ж.-д. ст. Бол. Невер. Оно представлено двумя участками – сопками Соседняя и Бинус, сложенными кварцитами с подчиненными прослоями глинистых сланцев омутнинской свиты силура. Кварциты образуют пласты мощностью от 10 до 34 м и протяженностью 250–350 м. Они представляют собой кондиционное динасовое сырье [649]. Государственным балансом учтены запасы кварцитов категорий А + В + С₁ в количестве 2766 тыс. т, категории С₂ – 419 тыс. т. Месторождение числится в Государственном резерве.

Проявления аналогичных кварцитов выявлены западнее, в районе пос. Уруша (III-4-154, IV-4-4). Они характеризуются значительными ресурсами динасового сырья.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ГАЗЫ НЕГОРЮЧИЕ

Минеральные лечебные воды. Большая часть площади относится к провинции холодных углекислых вод. Выходы вод приурочены к узлам пересечения разрывных нарушений различных направлений, активизирован-

ных в неотектонический этап развития. Водовмещающими служат разновозрастные интрузивные, докембрийские метаморфические, палеозойские и мезозойские терригенные, карбонатно-терригенные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. На территории листа известно одно месторождение минеральных вод — Гонжинское, выявлены и с различной детальностью изучены 23 источника и одно проявление в скважине.

Дебит минеральных источников — от долей л/с до 9,5 л/с. Воды относятся к холодным и весьма холодным с температурой воды от 0,2 до 2–3 °С, редко до 8–10 °С. По газовому составу воды преимущественно углекислые, а также смешанные — азотно-углекислые или углекисло-азотные с минерализацией до 5 г/дм³. Метан и кислород составляют до 7,7 и 7 % соответственно. Редкие тяжелые газы (преимущественно радон) содержатся в количестве 0,01–0,8 %, редкие легкие — 0,01–0,26 %. Повышенное содержание радона определяет основные лечебные свойства многих источников на западе листа (на р. Верх. Корсуга — П-1-8, руч. Платон — П-2-27 и др.). Наиболее частым микрокомпонентом в холодных углекислых водах является железо (12–300 мг/дм³), отмечаются повышенные содержания марганца — до 4,9 мг/дм³, в водах Иньжякского источника (I-3-25) — стронция (25 мг/дм³), в незначительных количествах обычно содержатся молибден, свинец, медь, алюминий, титан, бериллий.

По химическому составу преобладают углекислые воды двух типов — дарасунского (гидрокарбонатного магниево-кальциевого) и шмаковского (гидрокарбонатного натриево-магниево-кальциевого), в западной части площади — сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды. Наиболее характерными представителями источников дарасунского типа являются Иньжякский и Туруканский (таблица). К этому же типу относятся и воды Гонжинского месторождения. Содержание свободной углекислоты в них до 3,2 г/дм³, часто присутствует железо — до 29 мг/дм³. К шмаковскому типу относятся минеральные воды Игнашинского, Малого Игнашинского, Хорьковского источников с содержанием свободной углекислоты до 1,8 г/дм³. Гидрокарбонатные кальциево-магниево-натриевые железистые воды Малоэльгаканского источника отнесены к типу Турш-Су, сульфатно-гидрокарбонатные воды Тренакского родника — условно к кисловодскому типу. Сульфатные магниево-кальциевые минеральные воды Маректанского источника также условно отнесены к казанскому типу.

Воды большинства минеральных источников по своим бальнеологическим показателям представляют интерес как лечебные питьевые, однако используются для этих целей пока только воды Гонжинского месторождения и, стихийно, местными жителями и охотниками, воды Игнашинского и Хорьковского источников.

Месторождение минеральных вод Гонжинское (IV-6-50) у одноименной станции Транссибирской магистрали приурочено к зоне интенсивной трещиноватости кварцевых порфиров раннего мела. Дайка кварцевых порфиров находится в зоне тектонического контакта пород протерозоя и раннемеловых гранодиоритов. Воды гидрокарбонатные натриево-магниево-кальциевые, с минерализацией 2,5–3 г/дм³, сильноуглекислые, железистые, кремнистые, холодные, отвечают требованиям к минеральным питьевым и лечебно-столовым водам. Эксплуатационные запасы минеральных вод оценены по скважине 21М на расчетный срок 50 лет в количестве

Характеристика типичных минеральных источников

Название месторождения или источника, его номер на карте и геологическая привязка	Q, л/с	°С	Формула Курлова	M, г/дм ³	pH	Содержание специфических компонентов, мг/дм ³	Использованные материалы
Гонжинское, гнейсы, гранодиориты, кварцевые монзониты, PR ₁ , K ₁ , (IV-6-50)	0,2	1,5–2,5	$\frac{\text{HCO}_3 94}{\text{Ca}41 \text{ Mg}37 (\text{Na} + \text{K})18}$	2,4	5,9	CO _{2cb.} – 1830 H ₂ SiO ₃ – 240	576, 547
Игнашинский, рассланцованные пиритизированные алевролиты, T ₃ ?, (IV-3-31)	4	0,8	$\frac{\text{HCO}_3 83 \text{ SO}_4 17}{\text{Ca}42 \text{ Mg}32 (\text{Na} + \text{K})28}$	1,4–2,2	6,7	CO _{2cb.} – 282 H ₂ SiO ₃ – 32,5	341, 652, 547
Туруканский, песчано-галечные отложения, Q _H , (I-2-26)	3	1,7–2	$\frac{\text{HCO}_3 99}{\text{Ca}52 \text{ Mg}35}$	5,25	7,2	CO _{2cb.} – 380	212, 555, 334, 547
Тренакский, песчано-галечные отложения, Q _H , (I-2-29)	5–8	4	$\frac{\text{HCO}_3 57 \text{ SO}_4 39}{\text{Ca}44 \text{ Mg}40 \text{ Na}16}$	1,7	6,5	CO _{2cb.} – 318,2	555, 334, 341, 547
Маректанский, гнейсы, AR ₁ , (I-3-4)	1	1,5	$\frac{\text{SO}_4 93}{\text{Ca}68 \text{ Mg}31}$	0,89	6,4	CO _{2cb.} – 1760	143, 334, 547
Малоэльгаканский, гнейсо-граниты, AR ₁ , (I-3-24)	4–4,2	5	$\frac{\text{HCO}_3 89}{(\text{Na} + \text{K})55 \text{ Ca}24 \text{ Mg}25}$	1,1–3,4	6,26	CO _{2cb.} – 200–3500 H ₂ SiO ₃ – 23 Mn – 4,9 Fe ²⁺ – 28	143, 557, 547
Иньжакский, гнейсо-граниты, AR ₁ , (I-3-25)	0,2–9,5	0,5	$\frac{\text{HCO}_3 85 \text{ SO}_4 14}{\text{Mg}46 \text{ Ca}37 \text{ Na}16}$	4,8	6,65	CO _{2cb.} – 440–3200 Mn – 3,84 Fe ²⁺ – 29 Sr – 25	143, 557, 547
Хорьковский, алевролиты и песчаники, песчано-галечные отложения, D ₁ , Q _H , (IV-3-23)	0,5	1–2	$\frac{\text{HCO}_3 97}{\text{Ca}49 (\text{Na} + \text{K})30 \text{ Mg}21}$	1,12	–	CO _{2cb.} – 1800 Fe _{общ.} – 300	341, 652, 547
Малый Игнашинский, рассланцованные алевролиты, T ₃ ?, (IV-3-34)	0,3	3	$\frac{\text{HCO}_3 98}{\text{Ca}38 \text{ Mg}37 (\text{Na} + \text{K})25}$	1,6	6,8	CO _{2cb.} – 282 H ₂ SiO ₃ – 14	341, 547

25,2 м³/сут [576]. На базе месторождения с 1961 г. действует завод по розливу минеральной воды («Амурская», «Амурская-1»), а с 1962 г. — бальнеолечебница.

Игнашинский источник (IV-3-31) является наиболее крупным водопроявлением. Он находится в пойме р. Игнашиха, левого притока р. Амур, в 75 км к югу по автодороге от ж.-д. ст. Ерофей Павлович. Локальные выходы минеральных вод сконцентрированы на площади 100 м² в поле развития рассланцованных пиритизированных алевролитов ульдугичинской толщи верхнего триаса(?) вблизи их тектонического контакта с юрскими песчаниками. Основной выход минеральных вод каптирован колодцем глубиной 0,5–0,6 м. Воды холодные, прозрачные, бесцветные с кисловатым вкусом, гидрокарбонатные натриево-магниевые-кальциевые (шмаковский тип) с минерализацией от 1,4 до 2,2 г/дм³. Содержание углекислоты 264–1485 мг/дм³, возможен розлив минеральных вод в бутылки без дополнительного газирования. Дебит главного выхода 10,4 м³/сут, суммарный дебит остальных выходов 129,6 м³/сут. Зимой источник не замерзает [457, 547, 577]. С 1891 по 1941 г. на базе источника функционировал курорт, на котором отдыхали до 6000 человек в год. В послевоенные годы курорт пришел в упадок. В настоящее время источник посещают местные жители и туристы.

Питьевые и технические, пресные воды. На территории листа разведаны 11 месторождений питьевых пресных подземных вод с суммарными запасами категорий А + В + С₁ 86,57 тыс. м³/сут, категории С₂ — 17,15 тыс. м³/сут [422, 432, 576, 578, 579, 580, 581–583, 585–587], пять из них — Шахтаумское (II-5-14), Орочикан (II-5-18), Бурухинское (II-5-41), Бамовское (III-4-146), Джалиндинское (III-5-74) эксплуатируются в целях хозяйственно-питьевого водоснабжения населения. Водозабор в бассейне руч. Кислый Ключ (IV-6-49) обеспечивает питьевой водой бальнеологическую лечебницу. Месторождения Завьяловское (II-5-5), Амуналийское (II-5-17), Гилюйское (II-5-25), Колхозный (участок) (II-5-30), Кипучее (III-4-153) законсервированы.

Подземные воды приурочены, как правило, к зонам трещиноватости интрузивных, метаморфических и осадочных пород различного возраста — от архея до раннего мела. По химическому составу воды месторождений гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные смешанного катионного состава с минерализацией до 0,4 г/дм³. В целом они удовлетворяют требованиям к питьевой воде. В ряде случаев имеются отклонения от принятых норм, как правило, незначительные, по содержанию фтора, железа, марганца, бактериологическим показателям.

На месторождении участка Орочикан (II-5-18) обводненные зоны дробиления и трещиноватости пород докембрия вскрывались скважинами до глубины 150–200 м. Режим подземных вод напорный, величина напора обусловлена мощностью многолетнемерзлых пород. Месторождение эксплуатируется с 1990 г. Ежегодный водоотбор составляет 1,6–1,9 тыс. м³/сут. Вода из скважин № 108, 108-1, 113-1 соответствует требованиям ГОСТ 2874-82 «Вода питьевая», за исключением низкого содержания фтора, а из скважины № 107 — требованиям ГОСТ 23732-79 «Вода для бетона и растворов».

Воды пресные (минерализация 0,2–0,4 г/дм³), умеренножесткие, гидрокарбонатные смешанного катионного состава [432]. Утвержденные (АмурТКЗ, 1989 г.) запасы вод (тыс. м³/сут) категорий А + В + С₁ составляют 1,11 (питьевые) и 1,64 – (технические), категории С₂ – 1,57. Месторождение эксплуатируется с 1990 г.

На месторождении Гилюйское (II-5-25) водовмещающими являются талые четвертичные аллювиальные отложения поймы р. Гилюй и зона трещиноватых метаморфических и интрузивных образований различного возраста. Два яруса гидрогеологического разреза участков Гилюй-Центр и Гилюй-Верх гидравлически тесно связаны между собой и с р. Гилюй и образуют единую водоносную систему с напорно-безнапорным режимом подземных вод, эксплуатационные запасы в которой формируются в зимнее время емкостными запасами аллювиального водоносного комплекса и динамическими ресурсами трещинных вод, летом дополнительно за счет речного стока. На обоих выделенных фрагментах Гилюйского месторождения качество подземных вод было изучено в соответствии с требованиями ГОСТ 2874-82 «Вода питьевая». Незначительное отклонение от установленных норм зафиксировано в одной скважине на участке Гилюй-Верх, где содержание железа составляет 0,58 мг/дм³ и марганца – 0,27 мг/дм³. Эксплуатация возможна при условии обеззараживания. Месторождение не эксплуатировалось, законсервировано. Утвержденные (АмурТКЗ, 1994 г.) на 25 лет запасы вод категорий А + В + С₁ составляют 4 тыс. м³/сут, категории С₂ – 5,5 тыс. м³/сут (Гилюй-Центр), 1,1 тыс. м³/сут (Гилюй-Верх).

На месторождении участка Колхозный (II-5-30) водоносной является зона трещиноватости докембрийских метаморфических пород и интрузий различного возраста и состава. Подземные воды напорные, величина напора обусловлена многолетней мерзлотой и не превышает 30 м. Участок эксплуатировался с 1986 по 1997 г., в настоящее время законсервирован в связи с уменьшением потребности в питьевой воде для г. Тынды. В период эксплуатации водоотбор составлял 2,0–2,2 тыс. м³/сут. Воды пресные (минерализация 0,2–0,3 г/дм³), по химическому составу гидрокарбонатные натриево-кальциевые, с реакцией среды, близкой к нейтральной, удовлетворяют требованиям ГОСТ 2874-82 «Вода питьевая» по всем показателям, за исключением низкого содержания фтора. Утвержденные (АмурТКЗ, 2001 г.) на 25 лет запасы вод категорий А + В + С₁ составляют 3,6 тыс. м³/сут.

Газы негорючие образуют в верховьях р. Ненюга самостоятельные выходы в виде сухих струй. Содержание гелия в сухих газовых струях достигает 10 600 % усл. ед. (II-2-16).

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

ЭПОХИ РУДОГЕНЕЗА

На территории листа выделяются следующие основные рудогенные эпохи: архейская, раннепротерозойская, байкальская, каледонская, позднепалеозойская, позднепалеозойско-раннемезозойская, позднемезозойская и кайнозойская.

Архейская и раннепротерозойская эпохи тектоно-магматической эволюции региона характеризуются образованием рудных объектов железа и высокоглиноземистого сырья метаморфогенного типа; титан-железорудной, апатитовой минерализации, хромового, медно-никелевого с платиной и золотом оруденения в дифференцированных массивах основных—ультраосновных пород; проявлений и пунктов минерализации тантала и ниобия, редких земель, урана, мусковита, хрусталя в связи с пегматитами и пегматоидными гранитами.

Байкальская эпоха рудогенеза выразилась формированием проявлений магнетита и графита осадочно-метаморфогенного типа.

Каледонская эпоха характеризуется формированием стратиформных залежей медноколчеданных руд, проявлений железа, марганца и фосфоритов вулканогенно-осадочного и осадочного генезиса.

Позднепалеозойская эпоха отразилась в рудогенезе региона формированием проявлений железа, меди, свинца, цинка и вольфрама скарнового типа в Амурской и Монголо-Забайкальской провинциях. Предположительно к ней относится образование отдельных золоторудных объектов плутоногенного гидротермального генетического типа на севере Амурской провинции. В эту же эпоху произошла подготовка структурно-литологических факторов для локализации рудных объектов, связанных с последующими рудогенными эпохами региона.

Позднепалеозойско-раннемезозойская эпоха, характеризующаяся тектоно-магматической активизацией с широким развитием вулканоплутонических ассоциаций, выразилась формированием рудных объектов с молибденовой, молибден-урановой, вольфрамовой, золотой, редкометалльной и редкоземельной минерализацией гидротермально-метасоматического и гидротермального типов в пределах большинства структурно-металлогенических подразделений региона.

Большая часть известных месторождений и проявлений полезных ископаемых: золота, молибдена, вольфрама, меди, свинца, цинка, сурьмы, флюорита, угля и т. д. связана с позднемезозойской эпохой рудогенеза региона. Среди них преобладающее положение занимают рудные объекты золота, молибдена, свинца, цинка, меди, урана гидротермального и гидротермально-метасоматического типов, бериллия пегматитового и грейзенового типов, а также гидротермальные низко- и среднетемпературные – сурьмы, ртути, флюорита и комплексные объекты сложного генезиса, преимущественно проявленные в раннем мелу.

Кайнозойская эпоха знаменуется формированием россыпных месторождений золота и титана аллювиального типа.

РОЛЬ СТРУКТУР КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ОСНОВАНИЯ В ЛОКАЛИЗАЦИИ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Структуры региона развивались как на переработанном докембрийском основании, так и на раннепалеозойском стабилизированном цоколе. Поскольку главным направлением геологической эволюции территории в неогене являлась деструкция древних платформ, то соотношения между наложенными структурами и структурами фундамента в большей своей части определяются неоднородностью последнего. Неоднородность основания Алдано-Станового щита создается наличием раннеархейских блоков, таких как Курультинский, Зверевский, Тангракский, Ларбинский, Дамбукинский, Тунгирский, Могочинский, Амазарский; Буреинского массива – позднеархейских блоков Гонжинского и Инимского, протерозойских – Ундино-Газимурского и Приаргунского.

В процессе деструкции блоки в зависимости от степени переработки приобретали разную форму и степень сохранности – от монолитных до раздробленных, от слабо до контрастно выраженных. Наложённые процессы завершались консолидацией обновленного фундамента, который в процессе последующей тектоно-магматической активизации преобразовывался в структуры орогенного класса.

Анализ пространственного размещения структурно-вещественных комплексов областей активизации и орогенеза позволяет отметить следующие особенности:

– к обрамлениям блоков фундамента тяготеет наибольшее количество рудоносных позднепалеозойских и мезозойских комплексов, отличающихся сложностью минералого-петрографических признаков;

– границы блоков отличаются наибольшей контрастностью тектонических движений, разнообразием стадий и фаций метаморфизма, высокой плотностью мезозойского эндогенного оруденения различных типов. Эти особенности выражаются не только в краевых частях подвижных зон, но и в их окружении – близко прилегающих блоках. Наиболее убедительно это выражено вблизи Станового, Желтулакского, Джиллинда-Могочинского, Бухта-Бурпалинского, Могоча-Сергачинского, Алгакан-Доптуган-Калтагайского, Северо-Тукурингского, Урюмкано-Газимурского и других систем

разломов. Судя по сохранности и мощности осадков, наибольшей амплитудой тектонических движений отличались разломы Северо-Тукурингурской, Могоча-Сергачинской, Южно-Тукурингурской, Урюмкано-Газимурской систем. Подвижные зоны отличаются одновременно и сосредоточением значительного объема гранитоидных плутонов палеозоя и мезозоя. Высокая динамичность зон и взаимосвязь эндогенных процессов на периферии прилегающих блоков свидетельствуют о высокой активности глубинных разломов. С условиями контрастного динамического развития зон сопряжена и интенсивность эндогенного оруденения.

Краевые части подвижных зон и обрамление блоков обладают наиболее благоприятными условиями локализации месторождений и высокой продуктивностью рудных объектов. Так, в краевых частях Могочинского и Амазарского блоков располагаются Бухтинский ПРУ, Десинско-Кулинский РУ с наибольшей насыщенностью объектами, Ундино-Газимурского и Приаргунского блоков – Будюмкано-Култуминский РР, в обрамлении Гонжинского блока – Игакский ПРУ и Улунгинский РУ, выступа раннеархейских метаморфических пород в пределах Ольдойского блока – Березитовый РУ, в Амуро-Охотской СНС (межблоковой зоне) – Холоджиканский ПРУ, на стыке Амуро-Охотской СНС и Западно-Становой системы блоков в зоне Северо-Тукурингурского разлома – Соловьевский РУ и т. д.

РОЛЬ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР В РАЗМЕЩЕНИИ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Под локальными структурами понимаются: узлы пересечения разломов, зоны повышенной трещиноватости, впадины, купола и негативные кольцевые структуры, структуры «входящего угла», своды и межсводовые зоны, и т. д.

1. Одним из элементов строения рудных районов являются купольные и кольцевые структуры. Сведения о связи купольных структур и рудных месторождений в регионе приведены во многих работах. Купола, развиваясь сопряженно с вулкано-плутоническими структурами, представляют собой «проекции» магматических очагов в верхней части земной коры. Гранитоидные купола и субвулканические массивы фиксируются локальными гравитационными минимумами (Δg) и сближены пространственно с областями локализации оруденения. Примером являются центрально-лучевые группы проявлений Большемогочинского ПРУ и Березитового РУ, цепочечно-линейные – Десинско-Кулинского РУ, радиально-кольцевые – Бухтинского молибденово-золоторудного потенциального узла и т. д.

Купольные и кольцевые структуры контролируют рудные узлы и рудные поля, а своды и межсводовые зоны – субпровинции и рудные районы. При относительно малой площади структур (30–35 % территории) к ним приурочено большинство эндогенных месторождений и проявлений. Так, в Западно-Становой и Аргунской субпровинциях более 55–60 % эндогенных проявлений приурочено к купольным и купольно-кольцевым структурам.

Большинство купольных структур, сложенных гранитоидами, вскрыты эрозией (Хайктинская интрузивно-купольная структура и др.). Выявлены также скрытые на глубине структуры в Холоджиканском, Нижнеамарском, Бухтинском, Ангалинском и других рудных узлах.

Накопление рудных компонентов в очаговых зонах происходит в процессе неоднократных рудных потоков, что особенно характерно для полихронных структур. Такие структуры выявлены в пределах Бухтинского, Десинско-Кулинского, Талданского, Игакского рудных узлов, что существенно увеличивает их перспективы.

2. Для части рудных узлов установлены случаи приуроченности их к клиновидным тектоническим блокам, где обычна высокая нарушенность и проницаемость пород, благодаря чему создаются благоприятные условия для циркуляции рудоносных растворов и флюидов. К таким узлам относятся Верхнеэльгаканский, Десинско-Кулинский.

3. Плотность оруденения значительно возрастает в узлах пересечения разломов различных простираний, которые представляют собой сбросы, сдвиги, раздвиги и широтные зоны повышенной трещиноватости. Последние нередко являются рудоконтролирующими. Зоны повышенной трещиноватости широтного простирания контролируют проявления Бухта-Кедровской группы Бухтинского ПРУ. Узлы пересечения разломов контролируют Уровскую, Калтагайскую, Десовскую и другие группы рудных проявлений. В аналогичной позиции находятся Урка-Урушинский ПРУ, Березитовый РУ.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Территория листа находится в основном в пределах четырех минерагенических провинций: Алданской, Становой с Западно-Становой и Восточно-Становой субпровинциями, Амурской и Монголо-Забайкальской с Аргунской субпровинцией. Небольшой фрагмент территории на востоке относится к Амуро-Охотской провинции. Провинции различаются геологическим строением, составом, возрастом и формационно-генетическими особенностями месторождений и проявлений полезных ископаемых. Субпровинции включают минерагенические зоны. Они отражают сосредоточение рудных районов с разновозрастными или однотипными рудными формациями. Более мелкими объединениями месторождений и проявлений полезных ископаемых являются рудные узлы, как установленные, так и прогнозируемые. Последние выделяются по совокупности геолого-структурных признаков и факторов, ассоциаций метаморфических и магматических формаций, с которыми генетически или парагенетически связан тот или иной тип полезных ископаемых, а также других металлогенических факторов — геохимических и минералогических. Немаловажным условием выделения рудных узлов являются особенности строения геофизических полей с локальными гравитационными и магнитными аномалиями. Таким образом, границы и внутреннее содержание минерагенических подразделений определяют ряд признаков, главными из которых являются:

— относительное положение в региональной инфраструктуре разрывных нарушений, определяющих границы крупных структурных подразделений — систем блоков, блоков и разделяющих их шовных систем;

– минерагенические эпохи, нашедшие отражение в составе, строении рудогенных магматических орогенных, активизационных комплексов и геодинамической обстановке их формирования;

– состав и строение структурно-вещественных комплексов в пределах выделяемых структурных подразделений – структурно-формационных зон, их границы распространения и особенности эволюции;

– строение локальных структур, определяющих максимальную концентрацию рудных объектов – месторождений и рудных проявлений.

Рудные районы и минерагенические зоны в масштабе данной работы являются основными единицами анализа региональных закономерностей размещения оруденения.

Выделение и типизация рудоносных площадей всех рангов основаны на известных принципах, которые исходят из металлогенических обобщений С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина и многих других геологов, проводивших детализацию построений и всесторонние исследования в Забайкалье и Амурской области.

Границы выделяемых минерагенических подразделений иногда не совпадают со структурно-тектоническими. Последние оконтурены разломами, которые в этих случаях одновременно являются магмоподводящими и контролирующими структурами рудоносных магматических комплексов. Оруденение, связанное с ними, затрагивает и фрагменты смежных структурных подразделений. Несмотря на тектоническую неоднородность и различия до-рудной истории развития системных блоков, минерагенические подразделения выделяются по общности одинаковых или сходных металлотектов.

Ниже приводится краткая геолого-металлогеническая характеристика минерагенических подразделений.

Алданская минерагеническая провинция

Провинция представлена на северо-востоке листа небольшим фрагментом. Ее южная граница совпадает с зоной Станового разлома. В пределах провинции проявлено железо-титановое и кобальт-никелевое оруденение в дифференцированных массивах габброидов раннеархейского бурпалинского комплекса. С мезозойскими эпохой связано золотое оруденение, охарактеризованное при описании Северостановой минерагенической зоны.

Становая минерагеническая провинция

Становая провинция охватывает южную окраину Алдано-Станового щита, образованного раннедокембрийскими кристаллическими комплексами и структурами мезозойской тектоно-магматической активизации. Она представлена на территории листа двумя субпровинциями – Восточно-Становой, золоторудной (с железом, молибденом, вольфрамом, редкими металлами и нерудными полезными ископаемыми – мусковитом, графитом, кварцем, апатитом и высокоглиноземистыми материалами) и Западно-Становой молибден-золоторудной (с никелем, медью, платиной и редкими металлами). Они разделены системой долгоживущего Джелтулакского глу-

бинного разлома, разделяющего блоки различного геологического развития на протяжении длительного периода — от протерозоя до мезозоя. На севере провинция граничит с Алданской провинцией по зоне Станового глубинного разлома, южной ее границей является Северо-Тукурингский глубинный разлом.

Восточно-Становая минерагеническая субпровинция

Субпровинция занимает северо-восточную часть листа. В геолого-структурном отношении представляет собой систему блоков нижнеархейского гранулитобазитового основания и верхнеархейских амфиболо-гнейсовых комплексов (Становая система блоков), преобразованных раннепротерозойскими, палеозойскими и мезозойскими тектоно-магматическими процессами.

Процессы рудообразования в пределах субпровинции связаны с формированием глубокометаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ раннего архея, со становлением в раннем архее и раннем протерозое дифференцированных интрузий габброидов и протоорогенных гранитоидов. Основная роль в рудогенезе территории принадлежит мезозойским малым интрузиям гранитоидов и монцоитоидов джелиндаканского и токско-сиваканского раннемеловых интрузивных комплексов, содержащих повышенные концентрации золота по сравнению с породами архейского основания. В зоне Желтулакского разлома рудогенерирующими являлись, по-видимому, развитые здесь интрузии позднепалеозойских—мезозойских забайкальских комплексов. Контролируют оруденение глубинные разломы (Становой, Пригилюйский, Хорогочинский, Желтулакский) и сопряженные с ними трещинные системы. Наиболее характерные структуры локализации — трещинные системы и зоны дробления в комплексах раннедокембрийского основания, в гранитоидных и субвулканических куполах, дислоцированные протерозойские сланцы зоны Желтулакского глубинного разлома.

Для субпровинции характерны следующие главные минерагенические эпохи:

— раннеархейская: Fe (железистые кварциты), Pt, P (ар) (дифференцированные массивы габбро-анортозитовой формации);

— позднеархейская: Fe (железистые кварциты), Al_2O_3 (высокоглиноземистые гнейсы);

— раннепротерозойская: Pt, Ni, Cr (расслоенные интрузии перидотит-габбровой формации), Ta, Nb, U, Th, TR, мусковит (пегматиты и пегматоидные граниты);

— позднепермско-раннетриасовая: Au, Mo, W (интрузии монцонит-гранодиорит-гранитовой и щелочно-гранитовой формаций);

— средне-позднеюрская — Mo (интрузии гранодиорит-гранитовой формации);

— раннемеловая — Au, Ag, Mo, Pb, Zn (интрузии габбро-гранодиорит-гранитовой и габбродиорит-монцонит-сиенитовой формаций, вулканические комплексы трахиандезит-трахириолитовой и андезит-риолитовой формаций);

— четвертичная — россыпи золота.

В составе субпровинции выделяются три минерагенические зоны: Северостановая молибденово-серебро-золоторудная, Южностановая железомолибденово-серебро-золоторудная потенциальная, Джелтулакская молибденово-вольфрамово-железо-золоторудная. Вне зон выделен Онкучак-Дурынчинский молибденоворудный потенциальный узел.

СЕВЕРОСТАНОВАЯ МОЛИБДЕНОВО-СЕРЕБРО-ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА (1 Au, Ag, Mo/K)

Минерагеническая зона располагается на северо-востоке листа на стыке двух минерагенических провинций — Алданской и Становой, протягиваясь в северо-западном направлении вдоль осевой части Станового хребта. Зона контролируется системой Станового глубинного разлома. Ее конфигурация определяется положением регионального гравитационного минимума.

Северостановая МЗ совпадает с северной частью Становой ВПЗ, образования которой прорывают и перекрывают структуры докембрийского фундамента и прорывающие их плитообразные гранитоидные массивы средне-позднеюрского возраста.

Минерагеническую специализацию зоны определяют многочисленные золоторудные и золото-серебряные проявления, открытое в конце XX в. месторождение золота Бамское, молибденовые проявления, многочисленные россыпи золота.

В качестве прямых или косвенных факторов флюидо- и рудогенерации в Северостановой МЗ обычно рассматриваются: глубинные очаги гранитизации фемических субстратов (по гравиметрическим и магнитометрическим данным), интрузии базитов и ультрабазитов (опосредованно участвовавшие в процессе рудообразования), малые интрузии раннемеловых гранитоидов и монцоитоидов натровых серий с повышенной магнитной восприимчивостью пород и высокой окисленностью железа (Эйриш, 2002).

С зонами наибольшего развития мезозойских малых интрузий пространственно связаны наиболее продуктивные золоторудные узлы, что позволяет считать наиболее вероятным мезозойский (меловой) возраст профилирующего для зоны серебро-золоторудного и молибденового оруденения.

На рассматриваемой территории МЗ представлена Апсакано-Нагорненским молибденово-серебро-золоторудным районом и небольшим фрагментом Сутамо-Брянтинского молибденово-серебро-золоторудного ПР, расположенного на сопредельной с востока площади листа N-52.

Апсакано-Нагорненский молибденово-серебро-золоторудный район (1.1 Au, Ag, Mo)

Район занимает почти всю площадь Северостановой МЗ. Он охватывает Становой хребет и его юго-западные склоны в междуречье Ларбы, Гилюя, Гонама и Тимптона. Это один из давно известных рудно-россыпных районов. Он контролируется нарушениями Станового разлома, с которы-

ми связан комплекс даек, малых интрузий и вулканитов раннемелового возраста. С малообъемными телами ассоциирует золото-серебряное и молибденовое оруденение. Большая часть золота образуется на заключительной стадии гидротермального процесса, по времени приближенной к образованию самых поздних даек, сопровождается низкотемпературными изменениями, локализуется в основном в широтных разломах.

В поле Δg Апсакано-Нагорненский РР выражен гравитационным минимумом, распадающимся на ряд более мелких близизометричных минимумов.

В составе района выделяются Апсаканский серебро-золоторудный узел и потенциальные Лапринский золоторудный, Моготинский молибденово-золото-серебряный и Малогиллюйский золоторудный узлы.

Апсаканский серебро-золоторудный узел (1.1.1 Au,Ag(Mo))

Узел расположен в верховьях рек Верх., Сред. и Ниж. Ларба. В строении узла принимают участие раннедокембрийские гнейсовые комплексы повышенной основности, прорванные на севере гранитоидами раннепротерозойского тукурингрского комплекса, на юге – трещинной интрузией гранодиоритов тындинско-бакаранского комплекса. Рудогенные образования Становой ВПЗ представлены на площади узла интрузиями габбродиоритов, диоритов, кварцевых монцитит-порфиоров, граносиенит-порфиоров раннемелового джелиндаканского комплекса и фрагментами эродированных вулканических построек сэгангринского андезит-риолитового комплекса раннемелового возраста.

Узел располагается в южных швах Становой системы разломов в месте ее пересечения нарушениями меридионального и северо-восточного простирания. Особенностью площади является широкое развитие надвиговых структур.

В пределах узла выявлено месторождение и множество золоторудных и серебро-золоторудных проявлений и пунктов минерализации. Большинство золоторудных объектов связано с кварцевыми жилами в березитизированных породах и зонами прожилкового окварцевания. Проявления контролируются системами субширотных нарушений и узлами их пересечения с другими системами. Рудоносная зона наиболее крупного объекта площади – Бамского месторождения приурочена к надынтрузивной части интрузии граносиенит-порфиоров джелиндаканского комплекса, с которой парагенетически связывается серебряно-золотое оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации.

Основные перспективы Апсаканского РУ связаны с Бамским месторождением и его флангами. По результатам проведенных на месторождении поисково-оценочных работ [511], ресурсы золота рудной зоны месторождения категории P_1 составляют 73,5 т. Фланги месторождения в пределах Бамского рудного поля по результатам поисковых работ [511] оценены в 49 т золота по категории P_2 . Прирост запасов возможен за счет расположенной на флангах месторождения Невачанской прогнозной площади с известными перспективными объектами аналогичного месторождению

формационного типа. Ресурсы золота расположенного здесь проявления Дес (I-4-10) составляют 6 т по категории P_2 , Десского потенциального золоторудного поля – 12 т по категории P_3 [612]. В настоящее время на Невачанской площади проводятся поисковые и оценочные работы.

Поисково-оценочными работами в пределах расположенной юго-восточнее месторождения Доминиканской рудоперспективной площади [544] для проявлений Венеция (I-5-14), Доминикан (I-5-15) и Находка (I-5-28) ресурсы золота категории P_1 определены в количестве 6,812 т.

Ресурсы золота Ерничного потенциального золоторудного поля с одноименным проявлением (I-5-2) составляют 3 т по категории P_2 , 10 т по категории P_3 [612]. Для проявления Сивакан (I-5-13) они оцениваются в количестве 3 т по категории P_2 [493].

Ресурсы золота расположенного южнее Бамского месторождения серебро-золоторудного поля Серебряный ключ с одноименным проявлением (I-4-13) составляют по категории P_3 20 т [612].

В целом прогнозные ресурсы золота Апсаканского рудного узла категорий $P_1 + P_2 + P_3$ составляют 183 т, из них утверждены на 1.01.2003 г. 73 т категории P_1 (Бамское месторождение), 49 т категории P_2 (Бамское рудное поле), 18 т категории P_2 (Десское ПРП, включая проявление Дес). Поскольку работы на Невачанской площади не закончены, авторами записки ресурсы Десского ПРП отнесены к категории P_3 согласно степени изученности ПРП на дату утверждения ресурсов.

Лапринский потенциальный золоторудный узел (1.1.2 Au)

Узел расположен на водоразделе рек Тимптон, Лапри и Могот в осевой части Станового хребта. Площадь узла сложена кристаллическими сланцами и гнейсами нижнего архея, прорванными штоками диоритов и габбродиоритов первой фазы джелиндаканского комплекса. Северная граница узла контролируется Становым глубинным разломом, южную границу определяет интрузия гранодиоритов тындинско-бакаранского комплекса. Вся площадь узла пересекается крупными широтными разломными зонами надвигового характера системы Станового разлома. К разломам приурочены многочисленные дайки гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров раннемелового возраста, а также зоны березитизации и диафтореза с золото-сульфидно-кварцевой, золото-серебро-карбонатной минерализацией.

Узел слабо изучен. На его площади выявлено несколько проявлений (Лапринское – I-5-16, Якут – I-5-33 и др.) и пунктов минерализации золота с повышенными содержаниями молибдена, меди, свинца и серебра. Во всех долинах рек узла известны россыпи золота с участками, в ряде случаев, высокой продуктивности (р. Цыганка, I-5-57).

Наличие в пределах узла штоков рудогенных магматических комплексов, широкое развитие зон минерализованных разломов, присутствие прямых признаков оруденения позволяют рассчитывать на выявление промышленно значимых золоторудных объектов золото-сульфидно-кварцевой формации.

Прогнозные ресурсы золота Лапринского ПРУ составляют 50 т категории P_2 , 25 т категории P_3 ; ресурсы серебра – 500 т категории P_2 [493]; из них утверждены по состоянию на 1.01.2003 г. 20 т золота по категории P_2 (Лапринское ПРП), 25 т золота по категории P_3 (южная часть Лапринского ПРУ).

Моготинский молибденово-золото-серебряный потенциальный рудный узел (1.1.3 Ag, Au, Mo)

Моготинский узел расположен восточнее Лапринского в верховьях р. Могот в аналогичной геолого-структурной обстановке. Площадь узла сложена раннеархейскими метаморфическими образованиями, прорванными интрузией гранодиоритов тындинско-бакаранского и штоками гранодиорит- и граносиенит-порфиоров джелиндаканского комплексов. Восточная часть узла перекрыта эффузивами сэгангринского андезит-риолитового ВК. Узел располагается в области пересечения субширотных нарушений системы Станового разлома с зоной крупного разлома северо-восточного простирания. С юга узел ограничивает массив средне-позднеюрских гранодиоритов тындинско-бакаранского комплекса.

В пределах узла известно проявление серебра с золотом, свинцом и цинком Моготинское (I-6-29) в минерализованных зонах разломов субширотного и северо-восточного простираний с прожилково-вкрапленным сульфидным оруденением. Проявление молибдена Верхнегонамское (I-6-20) молибден-порфировой формации приурочено в северной части узла к штоку граносиенит-порфиоров джелиндаканского комплекса. Несколько россыпепроявлений берут начало с покрова вулканитов. В геохимическом поле узел выражен контрастной аномалией серебра.

Узел слабо изучен, несмотря на близость трассы АЯМ. Он рассматривается как перспективный на выявление золоторудных объектов золото-сульфидно-кварцевой формации и крупнообъемного молибден-порфиорового оруденения в связи с малыми интрузиями раннемелового джелиндаканского комплекса. Не исключено выявление объектов золото-серебряной формации, связанных с образованиями сэгангринского вулканического комплекса.

Прогнозные ресурсы серебра Моготинского узла категорий $P_2 + P_3$ составляют 6000 т, золота – 30 т, молибдена (категории P_3) – 90 т [397, 493].

Малогиллюйский потенциальный золоторудный узел (1.1.4 Au)

Малогиллюйский узел расположен в бассейне р. Мал. Гиллой, в долине которой и по ее притокам известны малые и средние россыпные месторождения золота. Геологическое строение сходно с описанными ранее рудными узлами Апсакано-Нагорненского РР. Особенностью глубинного строения узла является то, что он приурочен к широтно ориентированному блоку повышенной плотности (резко повышенное зональное поле Δg в пределах Северо-Станового минимума) с меридиональными ограничивающими градиентными зонами. В восточной части узла сохранилась мезозойская вул-

кано-плутоническая структура. Известные пункты минерализации золота кварцево-жильного типа локализованы, как и в предыдущих узлах, преимущественно в породах древнего гранито-гнейсового комплекса. Выявлены многочисленные, не выраженные в масштабе карты разрозненные геохимические потоки рассеяния золота, редко серебра, свинца и меди.

Невысокая изученность площади затрудняет прогнозирование оруденения определенного типа. Прогнозные ресурсы золота узла, рассчитанные методом экспертных оценок, по категории составляют P_3 40 т [493].

Сутамо-Брятинский потенциальный молибденово-серебро-золоторудный район (1.2 Au,Ag,Mo)

Район располагается в основном на сопредельной с востока площади листа N-52; на территорию листа N-51 заходит своим западным флангом. В бассейне р. Гонам в него включен фрагмент ВТС, сложенной образованиями сэгангринского комплекса. Строение района и его перспективы охарактеризованы в объяснительной записке к ГК-1000/3 (лист N-52).

ЮЖНОСТАНОВАЯ ЖЕЛЕЗО-МОЛИБДЕНОВО-СЕРЕБРО-ЗОЛОТОРУДНАЯ ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА (2 Au, Ag, Mo, Fe/AR₁, PR₁,K₁)

Южностановая ПМЗ пересекает территорию в северо-западном направлении в виде полосы шириной 25–40 км от устья р. Ниж. Ларба до р. Гиллой и уходит на север и восток за пределы листа. С юго-запада зона ограничена Хорогочинским глубинным разломом, являющимся северным ответвлением Джелтулакского шва, с северо-востока – Пригиллойской системой разрывных нарушений, контролирующих размещение рудоносных мезозойских вулкано-плутонических структур южной части Становой ВПЗ в обрамлении пояса батолитов тындинско-бакаранского комплекса.

В отличие от Северостановой МЗ, Южностановая – зона относительного уплотнения (базификации) с локальными слабоконтрастными очагами разуплотнения, которые фиксируют центры мезозойского магматизма.

В пределах зоны обособляются Ларбинская потенциальная железорудная зона, потенциальные Кутыканский золоторудный, Курбатовский серебро-золоторудный и Верхнежелтулинский молибденово-серебро-золоторудный узлы.

Ларбинская потенциальная железорудная зона (2.0.1 Fe/AR₁,PR₁)

Рудоносная зона находится в нижнем течении р. Верх. Ларба в непосредственной близости к Байкало-Амурской железнодорожной магистрали. В контур зоны входит узкий, вытянутый в северо-западном направлении тектонический блок, сложенный кристаллосланцами и гнейсами пуриканской свиты нижнего архея, прорванными малыми телами габбро-анортозитов раннеархейского хорогочинского комплекса. В составе свиты выделяются пласты и

линзы магнетитовых кварцитов, являющиеся рудными телами на проявлениях Хорогочи-1 (II-4-9), Хорогочи-2 (II-4-17), Лумбирское (I-4-44) и Кутыканское (II-4-54). Предполагается, что часть магнетитовых кварцитов является продуктом метасоматических изменений базит-гипербазитовых пород архейского возраста в результате раннепротерозойской тектоно-магматической активизации. Среднее содержание железа магнетитового в рудах 15,7–32 %. Руды легкообогатимые, высокого качества, не содержат вредных примесей, отвечают требованиям промышленности для передела методом прямого восстановления железа. Ресурсы железных руд зоны категорий $P_1 + P_2 + P_3$ составляют 784 млн т [428, 429]. Несмотря на благоприятное расположение, перспективы промышленного освоения объектов Ларбинской зоны неясны. В результате выполненных геолого-экономических расчетов сделан вывод о нерентабельности отработки руд объектов площади ввиду низких содержаний железа — необходим уровень в 40–45 %. Предварительная разведка месторождения признана пока нецелесообразной [410].

Кутыканский потенциальный золоторудный узел (2.0.2 Au)

Узел выделен впервые авторами записки. Он находится на левобережье р. Верх. Ларба. Площадь экономически освоена — вдоль ее северной границы проходит Байкало-Амурская железнодорожная магистраль со станциями Хорогочи и Кутыкан. Узел расположен на пересечении Джелтулакской и Урюмо-Инарогдинской разломно-шовных структур. Северная и центральная части площади узла сложены кристаллосланцами нижнего архея, южная и юго-восточная — раннепротерозойскими гранитами. Северный контакт интрузии гранитов осложнен системой разрывных нарушений рудоконтролирующей Хорогочинской зоны разломов. Вдоль нарушений интенсивно проявлены зеленосланцевые метасоматиты с сопряженной жильной минерализацией. Архейские и протерозойские породы прорваны раннемеловыми субшелочными гранитами токско-сиваканского комплекса и дайками гранит-порфиоров и спессартитов. По результатам комплексной интерпретации геологических данных, материалов геохимической и геофизической основ выделяются три интрузии, не выходящие на поверхность, над которыми наблюдаются зоны повышенной трещиноватости и катаклаза, выполненные кварц-баритовыми и кварцевыми жилами с сульфидной минерализацией. Они входят в состав пояса малых интрузий монцоитов токско-сиваканского комплекса.

Ведущим полезным ископаемым узла является золото. В его контурах известно Верхнекутыканское (II-4-44) проявление золота и несколько пунктов золотой и серебряной минерализации, отработанные богатые россыпи золота (I-4-55, II-4-13 и др.), не выраженные в масштабе карты литохимические ореолы и потоки рассеяния серебра (0,3–0,4 г/т), цинка (0,01–0,02 %), свинца (до 0,03 %), меди (до 0,01 %), молибдена (0,0004–0,0006 %) [537]. Золотое оруденение приурочено к зонам катаклаза, рассланцевания, сульфидизации, мусковитизации, карбонатизации с кварцевыми жилами и прожилками в диафторированных кристаллосланцах и гранитах. Содержание золота от 0,1 до 8,5 г/т, серебра — до 36,5 г/т (до 5,9 кг/т в пункте

минерализации серебра П-4-1), отмечаются повышенные содержания (%) свинца, цинка — 0,01–0,02, меди — 0,02, вольфрама — 0,004. Авторами выявлены новые точки минерализации с содержаниями золота до 18,67 г/т в штучных пробах кварца из зон прожилкового окварцевания.

Прогнозные ресурсы золота Кутыканского ПРУ категории P_3 составляют 61,8 т.

При оценке прогнозных ресурсов узла применен метод аналогии. По совокупности сходных тектонических, магматических и литолого-петрографических критериев, характеру и предполагаемому возрасту оруденения в качестве эталонного объекта выбран потенциальный рудный узел Верхний (Становая провинция, Каларо-Олекминская минерагеническая зона, Тас-Юряхский потенциальный рудный район, проявления Скалистое и Ледяное).

Площадь потенциального рудного узла Верхний 140 км², ресурсы категории P_3 = 251,7 т, рассчитаны [461] на глубину 80–300 м, при средних содержаниях золота 1,9–13,7 г/т, с учетом параметров известных проявлений и данных литохимии. При пересчете на глубину 100 м и среднее содержание 8,8 г/т (предполагаемое на оцениваемом объекте) ресурсы составят 84 т.

Коэффициент подобия 0,2, площадь Кутыканского потенциального рудного узла 515 км².

$$q = 84 : 140 = 0,6 \text{ т/км}^2.$$
$$Q = 0,2 \times 0,6 \times 515 = 61,8 \text{ т.}$$

Кутыканский потенциальный золоторудный узел перспективен на выявление малых по масштабам золоторудных объектов золото-сульфидно-кварцевой формации кварцево-жильного и штокверкового типа. Рекомендована постановка прогнозно-поисковых работ.

Курбатовский потенциальный серебро-золоторудный узел (2.0.3 Au,Ag(Pb))

Узел находится в восточной части минерагенической зоны в бассейне р. Гилой в районе устья р. Бол. Желтулак. Он приурочен к пересечению зоны Пригилойского глубинного разлома системой нарушений северо-восточного направления. Площадь узла сложена кристаллосланцево-гнейсовыми комплексами архея, прорванными на юге протерозойскими гранитами, на севере — интрузией средне-позднеюрских гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса и штоками диоритов и субщелочных гранитов токсско-сиваканского комплекса раннего мела. Многочисленные дайки гранит-порфиров и граносиенит-порфиров раннего мела образуют в центральной части узла ареал, вытянутый в северо-восточном направлении. На западе узла находится эродированная ВТС центрального типа, представленная грабенем, выполненным осадочно-эффузивными образованиями раннемелового бомнакского комплекса. Вулканы прорваны штоками субвулканических диорит-порфиров, не выраженными в масштабе карты.

В пределах узла находится полиметаллическое с серебром и золотом проявление Курбатовское (II-6-29), несколько золоторудных проявлений и пунктов минерализации (II-6-27, 32, 47 и др.). Рудные объекты представлены минерализованными зонами разломов северо-восточного и субширотного простирания с сульфидно-кварцевыми и кварц-сульфидными жилами в катаклазированных и березитизированных вмещающих породах. В долинах бассейна р. Гиллой известны мелкие и средние россыпи, многочисленные россыпепроявления золота.

В геохимическом поле восточная часть узла выражена обширной контрастной аномалией серебра. На северо-восточной периферии ВТС фиксируется гидрохимическая аномалия урана.

Золотое оруденение Курбатовского ПРУ относится к золото-сульфидно-кварцевой формации. Рудогенерирующими, вероятно, являлись интрузии токсско-сиваканского комплекса. Возможно, определенную роль в рудогенезе узла играли образования бомнакского вулканического комплекса.

Узел опойскован недостаточно. Проявления Фарт (II-6-27), Заветное (II-6-32) и Раковское (II-6-47) изучены слабо, проявление Курбатовское не изучалось на глубину. Если учесть предполагаемый верхнерудный уровень эрозионного среза, в пределах узла вероятно выявление промышленных комплексных руд при ведущем значении золота. Прогнозные ресурсы золота узла категории P_2 составляют 48 т, серебра – 1200 т [493].

Верхнеджелтулинский потенциальный молибденово-серебро-золоторудный узел (2.0.4 Au,Ag,Mo)

Узел расположен восточнее Курбатовского ПРУ. На территории листа находится западная часть узла. Она сложена метаморфическими породами джигдалинской и чильчинской свит, гранитоидами токсско-алгоминского комплекса раннего архея, прорванными гранодиоритами тындинско-бакаранского комплекса, мелкими штоками субщелочных гранитов токсско-сиваканского и трахиандезитов бомнакского субвулканического комплексов, дайками порфировых пород раннего мела.

Узел располагается на пересечении зоны Хорогочинского глубинного разлома системой нарушений глубинного разлома северо-восточного простирания. По геофизическим данным здесь на глубине выявлена локальная структура разуплотнения.

В пределах рассматриваемой площади известны многочисленные малопродуктивные россыпи золота, два золоторудных проявления (II-6-58, 71) и несколько пунктов минерализации, представленные зонами окварцевания и сульфидизации с кварцевыми жилами и содержанием золота до 18,5 г/т, серебра – до 100 г/т.

Западная часть узла перспективна на плутоногенный близповерхностный тип оруденения золото-сульфидно-кварцевой формации. Прогнозные ресурсы золота составляют 5 т категории P_2 (Могоктакское проявление, II-6-58), 15 т категории P_3 (Джелтула-Могоктакское ПРП) [493].

ДЖЕЛТУЛАКСКАЯ МОЛИБДЕНОВО-ВОЛЬФРАМОВО-ЖЕЛЕЗО-ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА (3 Au, Fe, W, Mo/AR–PR₁, PZ₃–MZ)

Минерагеническая зона вытянута вдоль юго-западной границы Восточно-Становой субпровинции. На северо-западе в бассейне Олекмы она ограничена зоной Мокла-Олекминского глубинного разлома, на юго-востоке достигает границы листа и уходит далее на восток на соседнюю территорию.

Зона отвечает Джелтулакской разломно-шовной структуре, разделяющей Становую и Западно-Становую системы блоков Алдано-Станового щита с различной историей геологического развития с позднего докембрия и минерагений.

В строении зоны принимают участие интенсивно дислоцированные (до бластомилонитов) и диафторированные кристаллические сланцы и гнейсы нижнего и верхнего архея, гранитоиды раннеархейского древнестанового и раннепротерозойского тукурингского комплексов, раннеархейские и раннепротерозойские габброиды, сланцы джелтулакской серии нижнего протерозоя, палеозойские и мезозойские интрузивные комплексы.

В поле Dg зона выражается прерывистой серией гравитационных максимумов, фиксирующих, по-видимому, на глубине интрузии основного состава, чередующихся с локальными гравитационными минимумами, отражающими очаги разуплотнения.

Профилирующим полезным ископаемым Джелтулакской МЗ является золото. С XIX в. она известна своей уникальной россыпной золотоносностью. Многие россыпи выделяются высокой продуктивностью. Выявлены многочисленные проявления и пункты минерализации коренного золота, представленные, как правило, малосульфидными кварцевыми жилами. Золотое оруденение не имеет отчетливой связи с определенными интрузивными комплексами. Характер площадных метасоматических изменений, минеральный состав руд, единичные радиологические датировки возраста рудоносных образований и другие признаки позволяют сделать предположение о молодом в большинстве случаев (мезозойском и, возможно, позднепалеозойском) возрасте золотого оруденения Джелтулакской МЗ. Предполагаемая многими исследователями генерирующая роль зоны диафторитов Джелтулакского разлома вызывает сомнения. Скорее всего, разлом выступал только в качестве транспортирующей и рудоограничивающей структуры.

В пределах зоны известны перспективные проявления магнетитовых кварцитов в гнейсово-кристаллосланцевых комплексах архея. В габброидах лучанского комплекса установлено платиновое и титановое оруденение. Множество проявлений и пунктов минерализации тантала, ниобия, урана, тория, редких земель и мусковита связаны с пегматитами и пегматоидными гранитами тукурингского комплекса. Сланцы джелтулакской серии являются благоприятной средой для формирования уран-торий-редкоземельного оруденения метасоматического типа и графитовой минерализации пневматолит-гидротермального генезиса; в них установлены признаки медного оруденения формации медистых сланцев. С мелкими телами раннетриасового нерчуганского комплекса, не выраженными в масштабе карты, предположительно связывается вольфрамовое оруденение

перспективной Гетканчикской потенциальной рудоносной зоны. Известны проявления молибдена неясного генезиса.

В составе зоны выделяются потенциальные Уркима-Гетканский железо-золоторудный и Желтулак-Бурпалинский молибденово-вольфрамово-железо-золоторудный районы, Талгинский ураново-золоторудный район. На северо-западе зоны выделен Малоэльгаканский потенциальный никелево-железорудный узел.

Малоэльгаканский потенциальный никелево-железорудный узел (3.0.1 Fe, Ni)

Узел расположен на северо-западе Желтулакской МЗ на левобережье р. Нюкжа. Площадь сложена гнейсами и кристаллосланцами чильчинской свиты раннего архея с субсогласными телами гранитоидов древнестанового комплекса. В метаморфитах выявлены пункты минерализации железа, представленные пластами и прослоями магнетитовых кварцитов. Протяженность рудных тел достигает первых сотен метров при мощности до 10 м (1-3—26). Объекты не изучены.

В юго-западной части узла в междуречье Мал. Эльгакан—Нюкжа фиксируется умеренно контрастный (0,0045—0,0076 %) вторичный литохимический ореол никеля. Здесь также выявлены не выраженные в масштабе карты ореолы кобальта и меди. При построении карт мультипликативного показателя $Ni \times Cu$ на эту площадь приходится высокоинтенсивный ореол, сопоставимый с Лукиндинским. Его размер (по двум внутренним максимумам) 50 км². Ореол приурочен к выходам пород чильчинской свиты. Слабая изученность площади не позволяет объяснить природу аномалии.

Прогнозные ресурсы железных руд узла оценены в количестве 100 млн т, никеля — также 100 млн т категории P₃ [493]. На площади узла рекомендована геологическая съемка масштаба 1 : 50 000.

Уркима-Гетканский потенциальный железо-золоторудный район (3.1 Au, Fe)

Район расположен в междуречье Верх. Ларбы, Нюкжи и Геткана. В геолого-структурном отношении представляет собой расширенный участок Желтулакской зоны между Хорогочинским и Желтулакским глубинными разломами, ограниченный с северо-запада зоной Урюмо-Инарогдинского разлома, совпадающего здесь с долиной р. Нюкжа, с юго-востока — разрывными нарушениями системы Лукиндинского разлома. Восточная часть площади сложена метаморфическими породами алдания, западная — гнейсовыми комплексами становия. В зоне Желтулакского разлома архейские кристаллосланцы диафторированы. Широко распространены гранитоиды позднего архея и раннего протерозоя, отмечаются небольшие массивы габброидов хорогочинского и лукиндинского комплексов. Породы прорваны дайками гранит-порфиров и диорит-порфиритов раннемелового олекмо-станового дайкового комплекса, образующими несколько ареалов в северной и южной частях района.

Особенностью глубинного строения района является его положение в восточной части регионального минимума силы тяжести, распадающегося на несколько локальных минимумов. С одним из них ассоциирует золотонность бассейна р. Уркима, еще с одним — проявления и пункты минерализации золота правобережья Ньюжи. В геохимических полях района выделяются разрозненные слабоконтрастные аномалии (не показанные на карте) золота, серебра, молибдена, меди, свинца, цинка, висмута, мышьяка, сурьмы. Контрастные геохимические ореолы золота совпадают в южной части района с зоной диафторированных пород и полосой сосредоточения золоторудных проявлений.

ПРР известен своими многочисленными и, часто, богатыми россыпями золота. Многочисленные золоторудные проявления и пункты минерализации (Одолго — П-4-60; Онон — П-4-30; Веселое — П-4-16; Анамжак — П-4-95 и др.) представлены малосульфидными кварцевыми жилами и линзами среди кварц-мусковитовых, кварц-микроклин-мусковитовых метасоматитов зон кислотного выщелачивания, березитизированных гнейсов. Сохранение золота в пробах достигает десятков и даже сотен г/т.

В породах одолгинской серии верхнего архея выявлены залежи железистых кварцитов (Агинканское проявление — П-4-79).

Район перспективен, прежде всего, на золото. Практическое значение могут иметь проявления бассейна р. Уркима. Ресурсы золота Уркима-Гетканского ПРУ составляют 5 т категории P_2 (проявление Одолго), 40 т категории P_3 (Одолгинское, Анамжакское и Ононское ПРП) [493]. Утверждены по состоянию на 1.01.2003 г. ресурсы золота по Одолгинскому рудному полю (5 т категории P_2), Уркима-Гетканской рудной зоне (15 т категории P_3). На проявлении Одолго в настоящее время проводятся разведочные работы.

Прогнозные ресурсы железных руд Агинканского проявления категории P_1 на глубину 300 м составляют 302,4 млн т [428]. Возможно его освоение вместе с железорудными объектами Ларбинской зоны (0.0.2) и Джелтулак-Бурпалинского ПРР (3.2) при дефиците в местных рудах.

Джелтулак-Бурпалинский потенциальный молибденово-вольфрамово-железо-золоторудный район (3.2 Au, Fe, W, Mo)

Район занимает центральную, наиболее узкую часть Джелтулакской МЗ от р. Геткан до верховий р. Мал. Джелтулак. На северо-западе район ограничен зоной Лукиндинского глубинного разлома, на юго-востоке — системой нарушений Могоча-Сергачинского разлома. В отличие от Уркима-Гетканского ПРР существенную роль в строении площади играют раннепротерозойские сланцы желтулакской серии, слагающие в Джелтулакской шовной зоне узкие линзовидные и клиновидные тектонические блоки.

В пределах района известны проявления и пункты минерализации железа, золота, вольфрама, молибдена, меди, редких металлов, платины, высокопродуктивные россыпи золота.

Группа сближенных проявлений железа бассейна р. Бурпала (П-5-42, 48, 61) представлена пластовыми телами магнетитовых кварцитов и рудными залежами в породах одолгинской серии верхнего архея. Средние со-

держания железа в рудах 19,74–35,37 %. Прогнозные ресурсы железных руд проявлений категории P_2 оцениваются в 229,7 млн т [428]. Из-за низких содержаний железа обрабатывать эти объекты в настоящее время нерентабельно.

Перспективным на поиски платинового оруденения считается Гетканский массив габброидов раннепротерозойского лучанского комплекса. Прогнозные ресурсы платины Гетканского рудного поля составляют 35 т категории P_3 [441]. Массив не является объектом первоочередного изучения.

В районе выделяются две площади с различной минерагенической специализацией: Гетканчикская молибденово-вольфрамовая потенциальная рудоносная зона и Джелтулакский потенциальный молибденово-золоторудный узел.

Гетканчикская молибденово-вольфрамовая потенциальная рудоносная зона (3.2.1 W,Mo)

Зона располагается в междуречье Геткан–Тында. Сложена переслаивающимися сланцами разного состава, кварцитами, мраморами, метадиабазами джелтулакской серии, прорванными субщелочными плагиогранитами раннепротерозойского тукурингрского комплекса и небольшими, не выраженными в масштабе карты интрузиями субщелочных гранитов нерчуганского комплекса раннего триаса.

В пределах зоны известны проявления и пункты минерализации вольфрама и молибдена, самым крупным из которых является проявление вольфрама Гетканчикское (II-5-46). Вольфрамовое оруденение локализовано в зонах скарнирования и окварцевания. Содержание WO_3 в зонах скарноидов на контактах жил пегматитов нерчуганского комплекса с вмещающими карбонатными породами джелтулакской серии 0,02–0,17 %, в штокверковой зоне прожилкового окварцевания – до 10 %.

Гетканчикская потенциальная рудоносная зона перспективна на вольфрамовое оруденение шеелитовой скарновой формации. По состоянию на 1.01.1998 г. по зоне утверждены ресурсы WO_3 в количестве 50 тыс. т категории P_2 и 50 тыс. т категории P_3 .

Джелтулакский потенциальный молибденово-золоторудный узел (3.2.2 Au,Mo)

Джелтулакский ПРУ расположен в верховьях р. Бол. Джелтулак и приурочен к одноименной шовной зоне, ограничивающей оруденение с юго-запада. На северо-востоке узла развиты архейские гнейсы пониженной основности, мигматиты и граниты. Проявления мезозойского магматизма локализованы в Джелтулакской зоне и представлены трещинными интрузиями щелочных сиенитов позднепермского амананского комплекса, а также не выраженными в масштабе карты штоками гранодиорит-порфиоров, гранит-порфиоров, сиенитов и граносиенитов. Дайки порфириновых пород кислого и среднего состава олекмо-станового комплекса образуют ареал, вытянутый в северо-восточном направлении вдоль р. Бол. Джелтулак.

В гравитационном поле в центральной части узла выделяется локальный гравитационный минимум. В геохимическом поле выделяется обширная контрастная аномалия лития. В пределах этой аномалии находятся локальные разобщенные слабоконтрастные (не показаны на карте) аномалии золота, мышьяка, цинка, висмута, серебра, меди.

От зоны Джелтулакского разлома начинаются россыпи высокопробного золота (П-5-77 и др.), здесь же расположены многочисленные золоторудные проявления (Аимкан – П-5-88; Иличи-Джелтулакское – П-5-81 и др.). Золотоносность проявлена вдоль зон разломов северо-западного простирания. Рудоносными являются сланцы-бластомилониты (в том числе графитсодержащие), метасоматиты карбонат-пирит-кварц-серицитового состава (березиты) по щелочным сиенитам и архейским гранитам (проявление Аимкан), рассланцованные, пиритизированные и окварцованные гнейсы, кварцевые жилы и линзы. Средние содержания золота низкие (первые г/т), лишь в отдельных пробах достигают 10–30 г/т (до 54,7 г/т на проявлении Иличи-Джелтулакское). Золото в рудах ассоциирует со свинцом, висмутом, молибденом, сурьмой, медью. Рудные минералы: золото, молибденит, галенит, висмутин, халькопирит. В значительных количествах присутствует барит. Тип оруденения малосульфидный.

Проявления и пункты минерализации молибдена с серебром (П-5-90, 98 и др.) расположены в юго-восточной части ПРУ в контуре ареала даек олекмо-станового комплекса. Оруденение приурочено к зонам разломов северо-восточного и северо-западного направлений, представлено штокверковым и кварцево-жильным типами в березитизированных вмещающих гранитах тукурингского комплекса и сланцах желтулакской серии.

Джелтулакский узел перспективен на золотое малосульфидное оруденение, парагенетически связанное с мезозойским магматизмом. Прогнозные ресурсы золота категории P_2 составляют 5 т (Иличи-Джелтулакское проявление), категории P_3 – 5 т (10 т – Джелтулак-Иличинское ПРП, 45 т – ПРП Аимкан); ресурсы серебра – 1500 т категории P_3 (ПРП Аимкан) [403, 493]. Утверждены на 1.01.2003 г. ресурсы золота в количестве 5 т категории P_2 по Джелтулак-Иличинскому ПРП. Джелтулак-Иличинское и Аимканское ПРП рекомендованы на постановку детальных поисковых работ.

Ресурсы молибдена узла оценены в количестве 10 тыс. т по категории P_2 (Джелтулакское проявление) и 10 тыс. т по категории P_3 (Джелтулакское ПРП) [342, 411, 493].

Талгинский ураново-золоторудный район (3.3 Au, U)

В пределах листа находится западная часть района, охватывающая бассейны рек Мал. Джелтулак, Талга и верховья рек Островная и Мал. Тында на востоке Джелтулакской МЗ. Район представляет собой расширенный участок МЗ, ограниченный с северо-запада Могоча-Сергачинским глубинным разломом. В его строении принимают участие нижнеархейские метаморфические породы Дамбукинского блока, гнейсово-кристаллосланцевые комплексы становия, верхнеархейские глиноземистые гнейсы, габбро-гипербазиты и граниты раннего протерозоя. В зоне Джелтулакского шва метаморфиты и габ-

броиды диафторированы. Сланцы желтулакской серии играют подчиненную роль, слагая в западной части района два небольших тектонических блока. Магматические образования палеозоя и мезозоя представлены на западе РР трещинной интрузией гранодиоритов худачинского комплекса, малыми телами субщелочных гранитоидов позднепермского амананского и позднечуваширского амуджиканского(?) комплексов. Последние не выражены в масштабе карты.

На западе района выделяется обширная контрастная аномалия молибдена, вытянутая в северо-западном направлении. Восточнее, в бассейне р. Талга и в верховьях рек Островная и Мал. Тында фиксируются крупные контрастные ореолы золота, здесь же располагается основная часть золоторудных проявлений, многочисленные золотоносные россыпи и россыпепроявления. Золотое оруденение приурочено к окварцованным и сульфидизированным гнейсам, габброидам и гранитам с кварцевыми и кварц-сульфидными жилами. Содержание золота достигает 24 г/т (Талгинское проявление – III-6-39). В верховьях рек Островная и Мал. Тында по контрастным потокам золота (до 1–2 г/т) выделена [403] Островная прогнозируемая площадь. В контуре площади находится несколько отработанных россыпей золота, Талгинское проявление золота, пункт минерализации Тереховский (III-6-47). Контрастные вторичные ореолы рассеяния с содержаниями золота в эпицентрах до 1–5 г/т группируются в три потенциальных золоторудных поля: Правоостровное, Софийское и Островное. Наиболее перспективное ПРП Правоостровное приурочено к участкам пересечения Островнинско-Талгинской зоны разрывных нарушений системы Желтулакского разлома более молодыми разломами северо-восточного простирания. Прогнозные ресурсы золота Правоостровного ПРП оценены по категории P_3 до глубины 200 м в количестве 84 т, Софийского ПРП – 11 т [403]. В связи с тем, что ресурсы рассчитаны только по геохимическим данным, они переводятся авторами записки в минерагенический потенциал. Ресурсы золота Талгинского проявления составляют 2 т категории P_2 [493].

На западе района в верховьях р. Сред. Уркан по вторичным ореолам рассеяния выделена [403] еще одна перспективная площадь – прогнозируемое золоторудное поле Гульде (III-5-1). Оруденение контролируется разломами северо-восточного простирания в зоне Желтулакского глубинного разлома, приурочено к висячему боку и клиновидному окончанию позднемезозойского интрузивного массива амуджиканского(?) комплекса. Рудные тела представлены кварцевыми жилами и кварц-полевошпатовыми метасоматитами с вкрапленностью и тонкими прожилками сульфидов среди вмещающих березитизированных и пропицитизированных метаморфитов архей, габброидов и гранитоидов раннего протерозоя. Содержание золота достигает 42,67 г/т, серебра – 33 г/т. Ресурсы золота ПРП Гульде составляют 76 т категории P_2 [403].

На юге района в верховьях рек Иличи и Керак в зоне Желтулакского разлома выделено Иличи-Малоджелтулакское ПРП (III-6-28) [403]. Контрастные вторичные ореолы рассеяния золота (до 0,4–1,0 г/т, одна проба – 5 г/т), серебра (до 1,0–3,0 г/т) и бора (до 0,1 %) приурочены к метасоматитам кварц-альбит-серицит-ортоклазового состава с карбонатом и пиритом (по гранитоидам позднестанового комплекса), содержащим мелкие жилы

и прожилки кварца. Сколковым опробованием коренных пород в пределах аномальных зон установлены точки минерализации золота с содержанием 0,1–10 г/т, серебра – до 250 г/т. Ресурсы золота категории P_2 в количестве 68 т вычислены по продуктивности вторичных ореолов (по изоконцентра- те 4 мг/т) [403]. Поскольку аномальные зоны не были вскрыты горными выработками, авторами записки категория ресурсов понижена до P_3 .

Прогнозные ресурсы золота по району в целом, за исключением его восточной части на территории листа N-52, оцениваются в количестве 78 т категории P_2 , 68 т категории P_3 . Его минерагенический потенциал составляет 95 т золота. В пределах Правоостровного ПРП рекомендуется доизучение площади на гидротермальный тип золотого оруденения в рамках ГДП-200 листа N-51-XVIII, на ПРП Гульде и Иличи-Малоджелтулакском в настоящее время проводятся поисковые и оценочные работы.

Месторождение (П-6-80) и проявления урана в северной части площади связаны с развитыми здесь апопегматоидными кварц-полевошпатовыми метасоматитами. Объекты не имеют промышленной значимости.

Онкучак-Дурынчинский потенциальный молибденоворудный узел (0.0.1 Мо/J₂₋₃)

Узел располагается на левобережье Олекмы на продолжении структур Желтулакского разлома. С юга он ограничен системой нарушений Мокла-Олекминского разлома. На площади листа находится южная часть узла, представленная фрагментом крупной интрузии диоритов и гранитов средне-позднеюрского тындинско-бакаранского комплекса (ее эндо- и экзо-контактной зоной). Здесь выявлено несколько пунктов минерализации молибдена (I-2-5, 7) и золота (I-2-6). Содержание молибдена в зонах дробления, сопровождающихся низкотемпературным окварцеванием и аргиллизацией, 0,05–0,06 %. К контактовой части интрузии приурочены геохимические ореолы молибдена, свинца и меди, шлиховой ореол молибдени- та. На востоке ПРУ находится южная часть Дурынчинского перспективного участка с напряженной тектонической обстановкой, магматической про- ницаемостью (дайки олекмо-станового комплекса), наличием пунктов минерализации молибдена, ореолов рассеяния молибдена и меди. Ресурсы молибдена участка по категории составляют P_3 22 тыс. т [493].

Западно-Становая минерагеническая субпровинция

Субпровинция охватывает центральную и западную части территории площадью около 25 000 км². С Амурской провинцией она граничит по Северо-Тукурингской системе разломов, с Восточно-Становой субпровинцией – по Желтулакской.

На рассматриваемой территории геологическими комплексами выражены следующие минерагенические эпохи:

– раннеархейская: Fe (железистые кварциты), Al₂O₃ (высокоглинозе- мистые кристаллосланцы), Ti–Fe, Cr–Pt, Au (дифференцированные мас- сивы габбро-анортозитовой формации);

– раннепротерозойская: Fe, Ti, Ni, Cu, Co, Cr, Pt, P (расслоенные интрузии перидотит-габбровой формации).

– ордовикская: Fe, Ti, P, V (расслоенные интрузии габбровой формации);

– позднепермско-раннетриасовая: Mo, Au, U, W, Li, Be, Ta–Nb–TR (интрузии монцонит-гранодиорит-гранитовой и щелочно-гранитовой формаций, субвулканические образования и экструзивные фации трахиандезит-трахириолитовой и риолит-трахириолитовой формаций);

– позднеюрская: Au, Mo, W, Cu, Ag, Pb, Zn, (Bi, Sb), кварц оптический (интрузии монцонит-гранитовой формации, вулканические комплексы трахиандезит-трахириолитовой формации);

– раннемеловая – U, уголь (угленосная моласса континентальных впадин);

– четвертичная – россыпи золота (аллювиальные песчано-валунно-галечные отложения).

По геологическому строению, минерагеническим признакам, особенностям глубинного строения и геодинамике в субпровинции выделяются Тунги́ро-Олекминская и Пришилкинская МЗ.

ТУНГИРО-ОЛЕКМИНСКАЯ СВИНЦОВО-ЗОЛОТО-МОЛИБДЕНОВОРУДНАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА (4 Mo, Au, Pb/P₂-K₁)

МЗ занимает северо-западную часть территории листа в междуречье Мокла–Тунгир–Нюкжа–Бол. Ольдой. Северо-восточной границей ее являются разломы Желтулакской системы, юго-западной – Джилinda-Могочинской, юго-восточной – Бухта-Бурпалинской. Главными металлотектами, определяющими минерагеническую специализацию зоны, являются раннеархейские высокометаморфизованные и гранитизированные образования кристаллического основания Западно-Становой системы блоков с зонами диафоритов и динамометаморфитов раннего протерозоя, а также гранитоиды амананского комплекса неравномерно эродированного Тунгирского плутона. Последний обнажается в центральной части одноименного сводового поднятия. Потенциальные рудные узлы размещаются на его крыльях и контролируются локальными выступами-куполами плутона.

Гобзякитский потенциальный золото-медно-молибденоворудный узел (4.0.1 Mo, Cu, Au)

ПРУ находится на севере МЗ, где охватывает бассейн р. Гобзякит и левобережье Олекмы в ее среднем течении.

ПРУ выделяется высокой концентрацией пунктов минерализации молибдена (I-1-23, 28, 38), меди (I-1-33, 37, 42), свинца (I-1-31), золота (I-1-35), располагающихся зонально относительно северного выступа Тунгирского плутона гранитоидов амананского комплекса монцонит-гранодиорит-гранитовой формации. Шлиховые и литохимические аномалии свинца и цинка размещаются по периферии выступа. Золоторудные объекты расположены в

промежуточной зоне между зонами с пунктами минерализации молибдена и свинца. Молибденоворудные объекты находятся в границах отрицательной гравитационной аномалии, приуроченной к северному выступу (массиву) гранитоидов. Содержание молибдена в штокверках кварц-молибденитовых прожилков в экзоконтакте массива достигает 0,1 %. Зональность, характерная для размещения рудных объектов, шлиховых и геохимических аномалий в пределах ПРУ, наличие пунктов минерализации меди и золота, совмещенных с литохимическими ореолами этих же элементов, позволяют сделать предположение о перспективности узла на поиски оруденения медно-порфировой формации. Узел не описывался.

Строкитцинский потенциальный молибденоворудный узел (4.0.2 Мо)

ПРУ расположен юго-западнее Гобзякитского ПРУ в междуречье Олекма–Кудукан–Кудукта и обладает сходными с ним металлотектами, особенностями размещения рудных объектов и геохимических ореолов. В пределах узла известны проявление (П-1-3) и пункт минерализации (I-1-41) молибдена. Оруденение приурочено к штокверкам, образованным молибденит-кварцевыми прожилками и зонами грейзенизации среди гидротермально измененных пород в апикальных частях массивов гранитов амананского комплекса. Содержание молибдена в штокверках 0,01–0,96 %. Прогнозные ресурсы молибдена категории P_2 составляют 12 тыс. т (Иличинское проявление) [273].

Верхнеэльгаканский потенциальный молибденоворудный узел (4.0.3 Мо)

Узел находится в восточной части Тунгино-Олекминской МЗ в бассейне р. Бол. Эльгакан. Площадь узла заключена в «раме» глубинных разломов: Тунгино-Моготского и Урюмо-Инарогдинского северо-восточного простирания, Олекма-Ольдойско-Буриндинского и Желтулакского – северо-западного. Такое положение узла обусловило высокую степень тектонической нарушенности площади, широкое развитие магматических комплексов, интенсивность метасоматических преобразований пород.

В строении узла принимают участие разновозрастные магматические образования: докембрийские гранитоиды древнестанового и позднестанового комплексов, лейкограниты позднепермского амананского и сиениты раннетриасового нерчуганского комплексов. В центре узла находится интрузия гранитов амуджиканского комплекса поздней юры. В ее экзоконтактах по периферии узла вмещающие разновозрастные гранитоиды березитизированы и аргиллизированы в зонах разломов северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направлений. С березитизированными породами связаны известные на площади узла проявления (П-3-25) и пункт минерализации (П-3-26) молибдена. Содержание молибдена в зонах прожилкового окварцевания 0,003–0,04 %, в минерализованных зонах разломов – до 0,1 %.

Узел не изучен, его перспективы неясны.

Малонюкжинский (4.0.4 Мо) и Верхнечеремнинский (4.0.6 Мо) потенциальные молибденоворудные узлы

ПРУ расположены на юго-восточной окраине Тунги́ро-Олекминского блока Западно-Становой СБ и контролируются разломами Урюмо-Инарогдинской, Лукиндинской и Бухта-Бурпалинской систем. Разломы размещены параллельно друг другу и контролируют размещение рудогенных интрузий амананского и нерчуганского комплексов. Последние, в свою очередь, прорваны штоками гранодиоритов и гранодиорит-порфиров амуджиканского комплекса и сопровождаются гидротермально-метасоматическими изменениями: калишпатизацией, серицитизацией, окварцеванием и пиритизацией, с характерной вкрапленностью молибденита и халькопирита. По совокупности упомянутых металлотектов узлы перспективны на обнаружение месторождений молибдена и урана, а также литофильной группы. Большая часть молибденоворудных объектов (III-1-13, 14; III-2-11, 12) располагается в эндоконтактных зонах интрузивных тел, сложенных гранитоидами поздних фаз амананского комплекса. К центральным частям интрузий, прорванных штоками субщелочных гранитов нерчуганского комплекса, тяготеют многочисленные аномалии урана и бериллия (III-1-2, 3, 6, 8), которые, вероятно, отражают надрудные зоны повышенной калиевоности. По минерагеническим признакам узлы перспективны на выявление месторождений молибдена сырыгичинского типа. Поисковые работы в пределах узлов не проводились.

Нюкжинский потенциальный золоторудный узел (4.0.5 Au)

Узел расположен на юго-восточном фланге Тунги́ро-Олекминской МЗ в верховье р. Нюкжа. Он контролируется сочленением разломов Урюмо-Инарогдинской, Бухта-Бурпалинской и Омутнинской систем. Границы узла определяет Верхненюкжинский вулcano-плутонический массив и ряд размещенных к юго-западу от него на раннедокембрийском фундаменте вулканических построек, сложенных вулканическими образованиями позднего палеозоя и поздней юры. В пределах узла установлены малоизученные пункты минерализации золота (II-2-47), молибдена (III-2-4) в штокверковых линейных зонах. Пункты минерализации сопровождаются лито- и гидрохимическими аномалиями золота, свинца, серебра, вольфрама, меди. Известно россыпепроявление (III-2-10) и непротяженные шлиховые потоки золота (III-2-5, 14).

Структурная позиция узла, широкое развитие рудогенных интрузий амуджиканского и субвулканических образований нерчинского и укурейского комплексов, прямые признаки оруденения: пункты минерализации золота, сопровождаемые литохимическими и шлиховыми ореолами, а также локальные отрицательные гравитационные аномалии (Δg), фиксирующие вулcano-плутон в слабо гранитизированном меланократовом субстрате — все это позволяет рассматривать узел как перспективный. В узле ожидается выявление месторождения золота золото-сульфидно-кварцевой формации жильного типа и минерализованных зон, связанных с порфировыми комплексами пород среднего состава.

Прогнозные ресурсы золота ПРУ были оценены в количестве 78 т категории P_3 [388]. Апробированы и поставлены на учет прогнозные ресурсы Ньюжинского ПРУ категории P_3 для открытой отработки до глубины 200 м в количестве 80 т золота со средним содержанием 10 г/т [658]. Они ожидаются в одном-двух малых—средних по размерам (10–50 т золота) месторождениях с крутопадающими жилообразными рудными телами в виде зон прожилково-вкрапленной минерализации средней мощностью, по аналогии с Кулинским месторождением, 1,73 м.

На восточном фланге Тунги́ро-Олекминской МЗ в верховьях р. Бол. Ольдой находится сближенная группа проявлений и пунктов минерализации никеля (с кобальтом и медью), платины с хромом, железа и титана, приуроченных к расслоенной базит-гипербазитовой интрузии раннепротерозойского лукиндинского комплекса. Контурами интрузии ограничено Лукиндинское ПРП, перспективное на выявление промышленного платинового оруденения сульфидной медно-никелевой платиносодержащей формации. Ресурсы платины Лукиндинского ПРП оценены по категории P_3 в количестве 100 т, хромовых руд — 60 млн. т, никеля — 250 тыс. т [492]. Рекомендуются поисковые работы.

ПРИШИЛКИ́НСКАЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-МЕДНО-МОЛИБДЕНОВО-ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА (5 Au, Mo, Cu, R/ P_2 – J_3)

Зона занимает южную окраину Западно-Становой субпровинции. Протяженность ее в пределах территории листа от Желтулакского разлома до западной рамки составляет более 300 км. Далее она продолжается на юго-запад более чем на 500 км (лист N-50).

Северо-западной границей МЗ являются разломы Бухта-Бурпалинской системы, южной — разломы системы Северо-Тукурингского разлома, по которым она граничит соответственно с Тунги́ро-Олекминской и Шилка-Урканской ПМЗ. Пришилкинская зона частично отвечает золото-молибденовому поясу, выделенному С. С. Смирновым. В пределах зоны на территории листа известны два золоторудных месторождения — Березитовое и Кулинское, непромышленное месторождение урана Кремнистое, множество проявлений золота, молибдена и урана, проявления лития, бериллия и других полезных ископаемых.

В Пришилкинской зоне выделяются два рудных района — Могочинский ураново-медно-молибденово-золоторудный и Хайктинский молибденово-золоторудный. Вне районов оконтурена Желтулинская редкометалльная потенциальная рудоносная зона.

Могочинский ураново-медно-молибденово-золоторудный район (5.1 Au, Mo, Cu, U)

Район находится в западной части Пришилкинской МЗ в одном из уникальных в структурно-тектоническом плане участке Пришилкинской подвижной зоны, на сочленении ее с Джиллинда-Могочинской зоной разло-

мов северо-западного простираения и изменения простираения Могоча-Сергачинского глубинного разлома с северо-восточного на субширотное. Это обуславливает сложное геологическое строение района, в котором принимают участие практически все известные рудогенные комплексы, характерные для региона в целом. Следствием этого является высокий минерагенический потенциал района, богатого россыпными месторождениями золота, которые эксплуатируются с конца XIX столетия. Богатейший в минерагеническом плане рудный район включает ряд перспективных узлов: Десинско-Кулинский рудный узел, Бухтинский, Урка-Урушинский, Среднеуркинский и Большемогочинский потенциальные рудные узлы.

Бухтинский потенциальный молибденово-золоторудный узел (5.1.1 Au,Mo)

Бухтинский ПРУ, размещаясь в северо-западной части Могочинского РР, занимает территорию водораздела рек Черемная—Бухта—Мал. и Бол. Могоча—Мал. Чичатка. Расположение узла на границе крупнейших структур — Западно-Становой СБ и Пришилкинской зоны смятия, на сочленении региональных разломов Джиллинда-Могочинской и Могоча-Сергачинской систем обусловило его сложное геологическое строение. В строении узла принимают участие комплексы геологических образований архея, раннего протерозоя, раннего и позднего палеозоя и мезозоя.

Каркас структуры узла создают Черемнинский и Мало-Могочинский гранитоидные плутоны амананского комплекса, залегающие в блоках с различной степенью развития гранитной коры. Массивы прорваны штоками и гарполитообразными интрузиями гранитоидов амуджиканского комплекса. Выходы их подчинены образующей в плане дугу магмоконтролирующей структуре север-северо-восточного простираения. Характерно изменение структурно-текстурных особенностей гранитоидов амуджиканского комплекса с юго-запада на северо-восток — от порфировых до порфиридных пород. Это, вероятно, обусловлено разной степенью эрозии рудно-магматической системы узла, что и определяет разнообразие минеральных типов золото- и молибденоврудных проявлений. Минерагеническую специализацию узла определяют проявления и пункты минерализации золота и молибдена (с медью), многочисленные высокопродуктивные россыпи золота. Второстепенными являются пункты минерализации меди, свинца и вольфрама. Рудные объекты размещаются неравномерно, образуя в целом внутреннюю дугу относительно выходов интрузий амуджиканского комплекса, согласную с контурами узла.

Зональность узла выражается в различии вмещающих сред рудогенных интрузий, степени их эрозии, гипсометрическом уровне проявлений. На юго-западном его фланге преобладают золоторудные проявления золото-сульфидно-кварцевой и свинцово-цинковой жильной формаций, на северо-восточном фланге — проявления кварц-молибденитовой и медно-молибден-порфириной формаций.

Проявления и пункты минерализации узла по сходству минерагенических признаков можно сгруппировать в Черемнинскую группу в северо-восточной части узла и Бухта-Кедровскую — в центральной и на его южном фланге.

Черемнинская группа включает Лундорский (III-1-24), Тонкачинский (III-1-29), Право-Черемнинский (III-1-25) и другие пункты минерализации кварц-молибденитовой и золотосодержащей медно-молибден-порфировой формаций. Они представляют собой штокверковые зоны кварц-полевошпатовых метасоматитов, сопровождаемые серицитизацией, окварцеванием, калишпатизацией, пиритизацией, и локализируются в приконтактных зонах массивов позднеюрских гранитоидов.

Бухта-Кедровская группа (III-1-50, 56, 58, 59 и др.) размещается в верховьях рек Черемная, Бухта, Мал. Чичатка, Солонцовая. Приурочена к экзоконтактным зонам малых интрузий и даек, высокая насыщенность которыми обусловлена сочленением тектонических зон широтного (более раннего заложения) и север-северо-восточного (более позднего) простираний, разделяющих блоки различного состава. Рудные зоны представлены линейными штокверками с прожилково-вкрапленной минерализацией в узлах пересечения разноориентированных разломов и в зальбандах даек. Выделяется несколько минеральных ассоциаций: ранние кварц-магнетит-гематитовая и кварц-пиритовая и более поздние продуктивные на золото кварц-пирит-арсенопиритовая и кварц-карбонат-полиметаллическая. Для этой группы проявлений характерно совмещение с комплексными геохимическими аномалиями Au—Bi—As—Pb, иногда с аномалиями W—Mo—Cu.

Перспективы узла преимущественно связываются с Бухта-Кедровской группой проявлений.

Важными признаками перспективности проявлений на золото в узле являются:

1. Высокая концентрация даек амуджиканского комплекса.
2. Околорудные метасоматические изменения — березитизация, турмалинизация, гематитизация, гидрослюдизация.
3. Совмещенность минеральных ассоциаций в рудных зонах, таких, как кварц-магнетит-гематитовая, кварц-пиритовая, кварц-пирит-арсенопиритовая, кварц-карбонат-полиметаллическая.
4. Наличие вторичных геохимических ореолов Au, As, Pb, Cu, Bi.
5. Высокие значения аномалий вызванной поляризуемости и градиентных зон гравитационного поля.
6. Мелано- и мезократовый состав вмещающих пород.
7. Наличие россыпей золота.

Прогнозные ресурсы золота ПРУ оценены Л. П. Григорович [388] в количестве 25 т категории P_2 , 323 т категории P_3 .

Апробированы и поставлены на учет [658]:

— ресурсы золота категории P_2 Верхнечеремнинского (III-1-58) и Бухтинского (III-1-50) проявлений — соответственно 16 т (при среднем содержании 11,8 г/т) и 9 т (7,8 г/т) до глубины 120 м;

— ресурсы золота Бухтинского ПРУ категории P_3 в количестве 320 т при среднем содержании 8 г/т до глубины 120 м. Они ожидаются в малых—средних по размерам (10—90 т золота) объектах золото-сульфидно-кварцевой формации с крутопадающими жильобразными рудными телами в виде зон прожилково-вкрапленной минерализации средней мощностью 2,3 м (по аналогии с Верхнечеремнинским проявлением).

Ресурсы золота Верхнечеремнинского и Бухтинского проявлений утверждены по состоянию на 1.01.2003 г. в количестве 25 т категории P_2 .

Десинско-Кулинский молибденово-золоторудный узел (5.1.2 Au,Mo)

Десинско-Кулинский РУ находится в центральной части Могочинского РР. Он охватывает водораздел рек Амазар и Нюкжа в междуречье Пинжак—Бол. Чичатка. Узел приурочен к сочленению разломов Джилинда-Могочинской и Могоча-Сергачинской региональных систем, образующих типичную структуру «входящего угла». С юга он ограничивается разломом Могоча-Сергачинской системы, который в гравитационном поле отражен градиентной ступенью (Δg), с северо-востока — разломом Джилинда-Могочинской системы с отчетливо выраженными линейными протяженными положительными аномалиями магнитного поля (ΔT). В геологическом строении принимают участие образования метаморфического комплекса раннего архея с железорудными проявлениями метаморфогенного типа и гранитоиды раннего, позднего палеозоя и позднего мезозоя. Последние слагают рудогенные интрузии — Десинскую, Матросовскую и Теканскую, морфология которых определяется сочетанием нарушений северо-западного, северо-восточного и субширотного простираний. В узлах пересечения разломов локализованы золоторудное месторождение Кулинское (III-2-50) и многочисленные проявления и пункты минерализации: Звездочка (III-2-36), Новокулинское (III-2-44), Прибрежный (III-2-30), Солонечный (III-2-81) и др., молибденовые и молибденовые золотосодержащие пункты минерализации Жанна (III-2-89), Маришная (III-2-80), Бол. Кули (III-2-33). Ведущую роль в пределах узла играет рудное и россыпное золото. Промышленно значимых проявлений молибдена пока не установлено. Из других полезных ископаемых известны Чичаткинская группа железорудных объектов железо-магнетитового типа в железистых кварцитах (III-2-45, 54), а также пункты минерализации вольфрама и олова.

Рудовмещающие структуры представляют собой совокупность субмеридиональных, северо-западных крутопадающих нарушений, пологих дугообразных, радиальных разломов вулcano-купольных структур, значительно реже субширотных и северо-восточных. Они образуют разноориентированные штокверковые зоны. Так, на участках Богдановский и Высота Кулинского месторождения штокверковые зоны имеют меридиональное простирание, на Мало-Кулинском проявлении — северо-западное, на Кулинском рудном поле преобладают штокверковые зоны широтного простирания. Характерны рудные зоны линейной морфологии с прожилково-штокверковым окварцеванием и сериями линейных субпараллельных кварц-сульфидных, реже кварц-карбонатных жил, сопровождаемые зонами дробления, брекчирования и интенсивной вкрапленно-прожилковой сульфидизацией. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, арсенипиритом, сфалеритом, галенитом, халькозином, пирротинном, марказитом, борнитом, самородной медью, золотом. Процесс рудообразования проявлений золота в пределах узла приводится по аналогии с Кулинским месторождением, где устанавливается многостадийность рудообразования,

фиксируемая минеральными ассоциациями: кварцевой, кварц-молибденитовой, кварц-турмалиновой, кварц-пиритовой, кварц-пирит-арсенопиритовой, полиметаллической и заключительными – кварц-карбонатной и кальцитовой. Наиболее продуктивными, содержащими самородное золото, являются кварц-пиритовая и кварц-пирит-арсенопиритовая стадии. Околорудные изменения представлены кварц-серицитовыми метасоматитами и березитами. Кулинское рудное поле характеризуется площадными вторичными комплексными ореолами золота, свинца, мышьяка и менее выразительными – серебра и цинка. Ореолы молибдена и вольфрама выражены контрастно только на участках оруденения этих металлов. Проявления, размещаемые в пределах Десинского и Теканского массивов, имеют тенденцию формирования молибден-золотосодержащих объектов. Они локализируются в эндо- и экзоконтактах малых интрузий порфировых пород монцонит-диорит-гранодиоритового состава. Рудные зоны, как правило, представлены сульфидизированными порфирами, насыщенными прожилками и просечками кварца с молибденитом, халькопиритом, арсенопиритом типа линейных штокверков (Дес, Прибрежный и др.). В них нередко устанавливаются повышенные содержания золота. Отдельные молибденоворудные объекты приурочены к краевым частям хорошо дешифрируемых купольных структур. В геохимических полях они фиксируются комплексными контрастными вторичными ореолами молибдена, вольфрама, висмута, меди; ореолы золота и серебра часто невыразительные, с расплывчатыми очертаниями.

Для рудного узла в целом отмечается зональность, которая характеризуется линейно-узловым размещением проявлений. Золоторудные объекты имеют тенденцию располагаться в надинтрузивных зонах Десинского и Теканского массивов, молибденоворудные тяготеют к внутренним зонам интрузий позднего палеозоя, а также располагаются в северо-восточной части Теканского массива, т. е. несколько смещаясь относительно золоторудных на юго-запад. Эта же тенденция отмечается и в расположении вторичных литохимических аномалий. Ореолы меди и свинца тяготеют к северо-восточному флангу узла. В центральной части преимущественно используются ореолы мышьяка, висмута, золота. На юго-западном фланге узла преобладающими являются ореолы мышьяка и меди. Зональность геохимического поля почти согласна с геолого-структурным планом узла, что позволяет сделать вывод о вероятном падении рудоконтролирующих структур в северо-восточном направлении.

Исходя из этого, могут представлять интерес пункты минерализации золота III-2-27, 37, 48. Наиболее перспективны, с учетом геохимических данных, участки Богдановское, Высота, пункт минерализации Старательский (III-2-48). Узел в целом требует дальнейшего геологического изучения в связи со слабой его опоскованностью.

Прогнозные ресурсы золота Десинско-Кулинского РУ оценены в количестве 35 т категории P_1 (Кулинское месторождение), 30 т категории P_2 (Кулинское рудное поле), 180 т категории P_3 [388]. Ресурсы апробированы НТС ГУПР по Читинской области [658], а по Кулинскому месторождению и Кулинскому рудному полю – утверждены ЦНИГРИ по состоянию на 1.01.2003 г.

Урка-Урушинский потенциальный золоторудный узел (5.1.3 Au(Ag, W)

Узел находится на восточном фланге Могочинского РР на сочленении разломов Джилинда-Могочинской и Могоча-Бушулейской систем в пределах северного фланга Пришилкинской зоны смятия. В геологическом строении принимают участие метаморфические комплексы нижнего архея; широко распространены образования вулкано-плутонических ассоциаций поздней перми—триаса и поздней юры, слагающие полихронные магматические структуры, часто выраженные купольными морфоструктурами. Они контролируют проявления золота (с серебром) и вольфрама.

По глубинному строению территория близка к Бухтинскому ПРУ и находится в пределах блока, примыкающего к архейскому выступу пород, которые по составу отвечают диорито-гнейсам. Проявления золота Снежинка (III-2-62), Светлое (III-2-82), Глубокинское (III-2-46) с оруденением золото-сульфидно-кварцевой формации пространственно ассоциируют с субвулканическими дайками джилиндинского комплекса раннего триаса и сопровождаются ореолами цинка и свинца (III-2-56, 39). В пределах Аячинской вулкано-плутонической структуры отмечаются шлиховые потоки и пробы с золотом. В южной части площади узла известны промышленные россыпи золота.

Прогнозные ресурсы категории P_2 составляют по узлу 90 т золота, 900 т серебра [493, 602, 632]. Ресурсы золота в указанном количестве утверждены ЦНИГРИ по состоянию на 1.01.2003 г. (РП Снежинка, Светлое и Верхнеуркинское). На проявлениях Снежинка и Светлое, перспективных для выявления тел с промышленными параметрами золотого оруденения, рекомендуется продолжить поисковую и оценочную стадии работ [375].

Среднеуркинский потенциальный золоторудный узел (5.1.4 Au)

Узел расположен в бассейне среднего течения р. Урка. С запада на восток его пересекает Транссибирская железнодорожная магистраль. Контур узла охватывают эндо- и экзоконтактовые зоны крупной интрузии гранодиоритов позднеюрского амуджиканского комплекса, прорывающей дислоцированные основные кристаллосланцы пришилкинского динамометаморфического комплекса рифея. Высокая степень тектонической нарушенности площади узла обусловлена его положением на пересечении Северо-Турунгрского глубинного разлома системой нарушений Уркинского и Омутнинского разломов северо-западного простирания.

В пределах узла известны россыпепроявления и промышленные россыпи золота (IV-2-9; IV-3-7, 9), на его восточной периферии располагаются проявления ртути (III-3-81, 82).

В геохимическом поле узел выражен обширной контрастной аномалией золота. В гравитационном поле узел располагается в пределах резко выраженной градиентной зоны с локальными минимумами, фиксирующими, вероятно, на глубине в меланократовом субстрате очаги разуплотнения.

Структурная позиция, наличие рудогенной интрузии в сочетании с благоприятной для локализации оруденения вмещающей средой, контраст-

ной геохимической аномалии золота, прямых признаков оруденения, — все это позволяет считать узел перспективным на выявление промышленного золотого оруденения. Прогнозные ресурсы золота, определенные по геохимическим данным, по категории P_3 составляют 35 т [374]. Авторами записки они принимаются как минерагенический потенциал. Рекомендуется геологическое доизучение площади масштаба 1 : 50 000.

Большемогочинский потенциальный молибденово-золоторудный узел (5.1.5 Au,Mo)

Узел находится близ западной границы листа на водоразделе рек Мал. и Бол. Могоча, в верховьях Джилинды, Копура и Мал. Чичатки. Минерагеническую специализацию узла определяют пункты минерализации золота, молибдена и многочисленные, частично отработанные, россыпи золота.

Узел расположен на окраине раннеархейской Могочинской глыбы Западно-Становой СБ и контролируется Могоча-Сергачинским разломом. Каркас узла образуют Маломогочинский и Могочинский массивы гранитоидов амананского комплекса, его купольно-радиальную структуру создают неглубоко залегающие интрузии амуджиканского комплекса. Последние слагают штоки в Могочинском массиве, пучки, рои даек, трубки эруптивных брекчий гранит-порфиров в вулканических образованиях джилиндинской и терригенных отложениях могочинской свит, выполняющих приразломные грабены. Узел представляет собой центрально-симметричную пологительную структуру высокого порядка.

В размещении полезных ископаемых в узле отмечается следующая закономерность. Пункты минерализации молибдена тяготеют к эндоконтактовым зонам Могочинского массива и располагаются ближе к центральной части купола. Пункты минерализации золота размещаются в экзоконтактах штоков ближе к краевым частям купола. Этой же закономерности подчинены особенности строения геохимических полей узла. По периферии узла располагаются контрастные ореолы молибдена и меди, в центральной части — ореолы золота и мышьяка. На них наложены ореолы сурьмы и цинка.

Несмотря на слабую изученность и опоискованность узла, совокупность наиболее важных минерагенических факторов создает условия для рассмотрения его как перспективного на выявление золоторудных и молибден-медно-порфировых объектов. К ним относятся: благоприятная структурно-тектоническая обстановка, присутствие рудогенных магматических комплексов, многостадийность оруденения, незначительный эрозионный срез, наличие высокопродуктивных россыпей золота и контрастных литохимических комплексных ореолов золота, мышьяка, свинца, молибдена, меди. Прогнозные ресурсы золота узла оценены по категории P_3 в количестве 230 т [388]. Ресурсы апробированы НТС ГУПР по Читинской области по состоянию на 1.01.2003 г. [658]. Рекомендуется постановка поисковых работ масштаба 1 : 10 000—1 : 50 000.

Хайктинский молибденово-золоторудный район (5.2 Au,Mo)

Район занимает обширную территорию в центре листа, охватывающую бассейн р. Бол. Ольдой в среднем и верхнем течении и ее притока – р. Хайкта. Геолого-структурная позиция площади определяется наличием раннеархейского фундамента (Ольдойский блок), активизированного в раннем протерозое, позднем палеозое и мезозое, фрагментов Западно-Становой ВПЗ, представленной вулканитами кислого и среднего состава, массивов гранитоидов повышенной щелочности раннепротерозойского, позднепермского, раннетриасового и позднеюрского возрастов. Контурсы района определяет Хайктинская интрузивно-купольная структура, сложенная рудогенными гранитоидами позднеюрского амуджиканского комплекса. Интрузия приурочена к узлу пересечения зон крупнейших глубинных разломов – близширотного Бухта-Бурпалинского, Могоча-Сергачинского и Утени-Среднеурканского северо-восточного направления и Олекма-Ольдойско-Буриндинского – северо-западного. В поле Δg она выражена гравитационным минимумом, распадающимся на ряд более мелких близизометричных минимумов. Южная часть района характеризуется положительным гравитационным полем, отражающим структуры древнего фундамента. По периферии района в экзоконтактах Хайктинской интрузии располагаются среднее по масштабам месторождение золота Березитовое, непромышленное месторождение урана Кремнистое, многочисленные проявления золота (с серебром, свинцом и цинком), молибдена и урана, сгруппированные в три узла: Тагоминский серебро-золото-молибденовородный потенциальный, Березитовый ураново-молибденово-серебро-золоторудный и Монголийский золото-молибденовородный потенциальный.

Тагоминский потенциальный серебро-золото-молибденовородный узел (5.2.1 Mo,Au,Ag)

Узел охватывает горный массив в истоках рек Хайкта и Мал. Нюкжа. Представляет собой северную контактовую зону Хайктинской интрузии. В экзоконтакте развиты габброиды и сиениты раннего протерозоя, щелочные кварцевые сиениты и субщелочные граниты раннего триаса. Центральную часть узла занимает фрагмент покрова трахириолитов позднеюрского укурейского комплекса. Ксенолиты вулканитов наблюдаются и в эндоконтактах массива. Узел контролируется разрывными нарушениями широтного простирания зоны Бухта-Бурпалинского разлома.

Площадь ПРУ приурочена к участку максимального разуплотнения гравитационной структуры Хайктинского РР. Проявления и пункты минерализации золота, серебра, молибдена, свинца и цинка совмещаются с многочисленными локальными литохимическими ореолами золота, серебра, висмута, цинка, молибдена (не показаны на карте), контрастными аномалиями свинца, шлиховыми ореолами золота.

Проявления молибдена представлены, как правило, кварц-молибденитовыми штокверками и кварцевыми жилами с молибденитом, сфалеритом и галенитом в березитизированных вмещающих породах. Все они малопер-

спективны. Прожилково-вкрапленное и вкрапленное молибденовое оруденение проявления Лунное (II-3-46) относится к молибденовой порфирировой формации. Проявление приурочено к штоку гранодиорит-порфиров амуджиканского комплекса. Содержание молибдена в пределах контура оруденелых пород 0,012 %. Проявление изучено недостаточно, для его оценки требуется постановка поисковых работ.

В западной части зоны известны серебро-полиметаллическое проявление Иракта (II-3-48) плутоногенного гидротермального типа и существенно серебряное субвулканическое Ян (II-3-50).

Золоторудные проявления, представленные зонами дробления и окварцевания с кварцевыми жилами с сульфидами и баритом, сопровождаются березитизацией и аргиллизацией вмещающих пород. Иногда (проявление Полюс Южный, II-3-43) в жилах отмечается флюорит. На востоке узла в последнее время по результатам геохимических поисков по потокам рассеяния выделено потенциальное рудное поле Иличи Ольдойские (II-4-148). Рудные тела представлены березитизированными граносиенитами нерчуганского комплекса с золото-молибденовой и золотой минерализацией. Содержание золота достигает 12 г/т. Ресурсы золота ПРП по категории P₂ составляют 100 т [403]. В настоящее время в пределах ПРП завершаются поисковые работы.

Тагоминский узел перспективен на выявление золоторудных месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации и, возможно, крупнообъемных молибденоворудных объектов молибденовой порфирировой формации. Прогнозные ресурсы золота ПРУ категории P₃ составляют 35 т, серебра — 150 т, молибдена — 133 тыс. т [493].

Березитовый ураново-молибденово-серебро-золоторудный узел (5.2.2 Au, Ag, Mo, U)

Узел расположен в бассейне р. Хайкта и в междуречье Хайкта—Уруша и контролируется пересечением Могоча-Сергачинского и Олекма-Ольдойско-Буриндинского глубинных разломов. Фундамент площади узла сложен глубокометаморфизованными докембрийскими породами преимущественно основного состава, прорванными раннепротерозойскими гранитоидами. Мезозойские магматические образования представлены субщелочными гранитоидами нерчуганского и рудогенными гранитами и граносиенитами амуджиканского комплексов. Сохранились фрагменты в различной степени эродированных вулканических построек, сложенных образованиями позднепермского чичаткинского, раннетриасового десовского и позднеюрского укурейского комплексов. Широко распространены дайки олекмо-станового комплекса, образующие ареал в западной части узла.

Узел приурочен к южному краю гравитационного минимума. В геохимическом поле выражен контрастной аномалией золота, охватывающей всю территорию узла и распространяющейся на юго-востоке за его пределы. В северо-восточной части узла фиксируется контрастная комплексная аномалия серебра, свинца и молибдена. В ее пределах находится Березитовое золоторудное поле с одноименным месторождением (III-3-2) и группой

проявлений (III-3-10, 28 и др.). Рудные тела локализованы в зонах разломов северо-западного и северо-восточного простираний и представлены зонами гранат-кварц-серицитовых и гранат-кварц-серицит-калишпатовых метасоматитов с гнездовой и прожилковой сульфидной минерализацией. С рудного поля месторождения берет начало богатая россыпь р. Хайкта (III-3-36). В центре и на западе узла расположена группа золоторудных проявлений, представленных в основном сериями кварцевых жил с пиритом, халькопиритом, шеелитом, магнетитом, молибденитом в докембрийских гранитоидах и габброидах. В долинах многих рек здесь отрабатывались золотоносные россыпи.

Золотое оруденение узла относится к золото-сульфидно-кварцевой формации и парагенетически связывается с гранитоидами амуджиканского комплекса. Перспективы прироста запасов золота до недавнего времени связывались в основном с объектами Березитового рудного поля. Ресурсы золота рудного поля утверждены по состоянию на 1.01.2003 г. в количестве 55 т категории P_1 . Проведенными на флангах месторождения поисковыми и оценочными работами эта оценка не подтвердилась. Ресурсы золота Березитового рудного поля на 2004 г. составили 0,844 т категории P_1 , 12,2 т категории P_2 [656]. Ресурсы золота расположенного юго-западнее проявления Колоктикан (III-3-34) составляют по категории P_2 1,5 т [493].

Проявления молибдена представлены штокверками кварц-молибденитовых прожилков и кварцевыми жилами с молибденитом. Кроме молибденита в рудах часто отмечаются шеелит и висмутин. Содержание молибдена достигает 0,3 %, характерны повышенные количества вольфрама и висмута. На северо-западе узла проявления совмещены с контрастной комплексной литохимической аномалией вольфрама и молибдена. В повышенных количествах молибден содержится также в комплексных объектах урановорудной молибденсодержащей формации в кварц-гидрослюдистых вторичных кварцитах вулcano-тектонических структур, сложенных образованиями десовского риолит-трахириолитового комплекса раннего триаса. По наиболее перспективным проявлениям Среднемеридиональное (III-3-17) и Звездочка (III-3-9), месторождению Кремнистое (III-3-13) оценены ресурсы молибдена категорий $P_1 + P_2$ в количестве 55 тыс. т [493]. Ожидается выявление малых—средних по масштабам месторождений молибдена. Перспективы на уран ограничиваются возможностью выявления малых месторождений. Его ресурсы категории P_2 составляют 4 тыс. т [493].

Прогнозные ресурсы золота узла категории P_3 оцениваются в количестве 40 т, молибдена — 37 тыс. т, серебра — 120 т [493].

Монгольский потенциальный золото-молибденоворудный узел (5.2.3 Mo,Au)

Узел расположен в юго-восточной части Хайктинского РР в верховьях рек Монголи и Коровина. Он контролируется системой нарушений Могоча-Сергачинского глубинного разлома и приурочен в основном к надынтуризвивной зоне Хайктинского массива гранитоидов амуджиканского комплекса, сложенной раннеархейскими кристаллосланцами и гнейсами с лин-

зовидными блоками метагабброидов того же возраста и раннепротерозойскими гранитоидами, прорванными многочисленными дайками порфировых пород амуджиканского комплекса. На площади узла начинаются высокопродуктивные россыпи бассейнов рек Монголи и Коровина, известно проявление молибдена с золотом и медью Монголийское (III-4-42), проявление золота Шахта Мосина (III-4-61) и множество точек с аномальными содержаниями золота, не показанных на карте. Кварц-молибденитовое (с пиритом и халькопиритом) кварцево-жильное, прожилково-вкрапленное и вкрапленное оруденение локализовано в зонах разломов северо-восточного направления. Содержание молибдена в рудных телах достигает 3 % и более, наряду с ним отмечаются высокие содержания золота (до 5 г/т) и меди (до 1 %). Вмещающие гнейсы диафторированы, окварцованы, сульфидизированы. Молибденитовое оруденение отнесено к кварц-молибденитовой формации. Наличие слабоизученных зон прожилково-вкрапленного и вкрапленного оруденения в парагенезисе с дайками порфировых пород указывает на возможный крупнообъемный характер оруденения. Золотое оруденение приурочено к маломощным кварцевым жилам и зонам сульфидизированных гнейсов. Содержания золота 0,1–5 г/т, в кварц-карбонатной жиле с гнездами сульфидов проявления Шахта Мосина – до 50 г/т.

Узел перспективен на выявление крупнообъемного молибденитового оруденения, здесь также возможно выявление мелких объектов золота.

Прогнозные ресурсы молибдена узла категории P_1 составляют 3 тыс. т (проявление Монголийское), категории P_3 – 35 тыс. т, золота (категория P_2) – 20 т [342, 411, 493].

На северо-востоке Хайктинского района находится перспективное Иличинское (III-4-2) проявление кварца, пригодного для варки оптических и увиолевых стекол. Представляет собой штوك с вертикальными границами и площадью выхода 360×310 м в субщелочных гранитах позднеюрского амуджиканского комплекса. Ресурсы кварца 12,4 млн т (P_1) [637]. Рекомендуется проведение оценочных и разведочных работ.

Джелтулинская редкометалльная потенциальная рудоносная зона (5.0.1 Li, Be, TR)

ПРЗ расположена в верховьях р. Ольдой в зоне Бухта-Бурпалинского глубинного разлома. К разлому приурочена трещинная интрузия субщелочных гранитоидов нерчуганского комплекса раннего триаса, с которым парагенетически связывается литиевое, бериллиевое, ниобиевое и редкоземельное оруденение. Проявления лития (II-4-141, 144, 149 и др.) располагаются в пределах интрузии в полосе субширотной ориентировки шириной до 5 км и протяженностью около 15 км. Они представлены кварц-диопсид-тремолит-карбонатными метасоматитами, содержащими литий в количестве до 1–3 %. Западная часть зоны в геохимическом поле выражена контрастными аномалиями циркония и иттрия. Здесь находится пункт минерализации ниобия с иттрием, лантаном и церием (II-4-146), приуроченный к альбитизированным субщелочным гранитоидам нерчуганского

комплекса. На восточном фланге зоны в связи с этими же гранитоидами зафиксировано бериллиевое (с молибденом и вольфрамом) оруденение грейзенового типа.

Прогнозные ресурсы Li_2O зоны категории P_2 составляют 47 тыс. т, категории P_3 – 60 тыс. т. На наиболее перспективном проявлении Восточное (II-4-149) с ресурсами Li_2O 33 тыс. т категории P_2 рекомендованы поисковые работы масштаба 1 : 10 000 в третью очередь [441, 493, 561, 537]. Представляет интерес и редкоземельное (с ниобием) оруденение, если учесть значительные параметры массива субщелочных гранитоидов, слабую изученность его на этот вид оруденения, наличие контрастных ореолов циркония и иттрия.

На восточном фланге Пришилкинской МЗ в контурах дифференцированного массива базитов–ультрабазитов Веселкинского массива олошкинского комплекса раннего архея выделяется Веселкинское потенциальное рудное поле (III-5-2), перспективное на платиновое и хромовое оруденение. Прогнозные ресурсы платины Веселкинского ПРП оцениваются по категории P_3 в количестве 25 т, хромовых руд – 100 млн т. Рекомендуются поисковые работы [441].

Соловьевский золоторудный узел (0.0.2 Au(Sb,Bi)/K₁)

Узел находится в верховьях рек Джалинда, Мал. Уркан и Янкан на стыке Становой и расположенной южнее Амурской минерагенических провинций. Контролируется зоной Северо-Турурингского глубинного разлома. Узел издавна выделяется россыпной золотоносностью. Россыпь р. Джалинда (III-5-82) является самой богатой на Дальнем Востоке. Площадь узла сложена на севере архейскими метаморфическими породами, габброидами и гранитами, прорванными гранитоидами позднестанового комплекса раннего протерозоя, на юге – среднеюрско-раннемеловым терригенным комплексом Стрелкинской впадины. К зоне Северо-Турурингского разлома в центре узла приурочена интрузия гранодиоритов раннемелового верхнеамурского комплекса. Именно с ней связывается золотое оруденение площади. Интрузия пространственно совмещена с локальным минимумом поля силы тяжести, выделяющимся на фоне относительно уплотненного субстрата. В геохимическом поле узел выражен контрастной аномалией золота, охватывающей всю его территорию, и смещенной к западу аномалией висмута.

Максимум золотоносности приходится на южную часть интрузии, где располагается рудное поле Джалиндинского (Кировского) месторождения (III-5-7) и многочисленные золоторудные проявления. Оруденение кварцево-жильного типа; наиболее богатые рудные тела концентрируются в местах пересечения нарушений широтного и северо-восточного простирания. Жилы малосульфидные и умеренносульфидные, характерно присутствие крупного золота в тонких кварцевых прожилках и в околорудных породах. Содержание золота в рудах крайне неравномерное – в среднем от 3 до 95,8 г/т. Высокие содержания золота сопровождаются повышенными содержаниями висмута и меди. Наиболее богатые жилы почти полностью отработаны.

Перспективы узла на золото связываются в основном с Кировским рудным полем — с изучением глубоких горизонтов и флангов месторождения, с выявлением новых жил и крупнообъемного штокверкового оруденения в центральной части рудного поля, с опоскованием известных геохимических аномалий. Ресурсы золота рудного поля оцениваются по категории P_1 в количестве 10 т (протокол АмурТКЗ № 96 от 12.09.96), узла в целом — 50 т категории P_2 [493, 632].

На периферии узла в его юго-восточной части располагается малое месторождение сурьмы Урканское (III-5-30). Наряду с сурьмой в кварц-антимонитовых, кварц-барит-антимонитовых жилах отмечаются повышенные содержания золота и висмута. Оруденение отнесено к золото-сурьмяной березитовой формации.

Амуро-Охотская минерагеническая провинция

В пределах листа находится западный фланг провинции, охватывающий в бассейне рек Бол. и Мал. Тында расширяющийся на восток участок Амуро-Охотской СНС. Участок сложен слабодислоцированными позднеюрско-раннемеловыми терригенными отложениями Малотындинской впадины, перекрывающими сланцы и габброиды палеозоя. На севере провинция ограничена системой нарушений Северо-Тукурингрского, на юге — Южно-Тукурингрского глубинных разломов. В минерагеническом отношении рассматриваемая часть провинции не выражена.

Амурская минерагеническая провинция

Амурская минерагеническая провинция располагается южнее Становой и восточнее Монголо-Забайкальской провинций, отделяясь от них разломами Амуро-Охотской системы. Провинция включает структуры Амуро-Охотской СНС и Буреинского массива с блоками раннего докембрия, существенно переработанными в более поздние периоды геологической истории. На западе листа в контур провинции входит южная часть Пришилкинской зоны смятия. Геологическая эволюция площади и особенно рудообразование тесно сопряжены с полициклическим развитием Амуро-Охотской системы в рифее, венде, палеозое и мезозое.

Главным полезным ископаемым Амурской провинции является золото (рудное и россыпное), менее значимы проявления меди, железа, вольфрама, молибдена, свинца и цинка. Неясны перспективы проявлений марганца, ртути и сурьмы. На юго-востоке провинции в пределах площади листа известны одно месторождение и несколько проявлений каменных углей невысокого качества.

Геологическими комплексами выражены следующие минерагенические эпохи:

— среднепалеозойская: стратиформные залежи медноколчеданных руд с золотом, проявления железа, марганца и фосфоритов вулканогенно-осадочного и осадочного генезиса;

— позднепалеозойская: проявления железа, меди, свинца и цинка скарнового типа, золоторудные проявления гидротермального типа предположительно в связи с интрузиями урушинского комплекса габбро-гранодиоритовой формации;

— мезозойская — основная эпоха рудогенеза, делится на несколько этапов:

— позднеюрский: каменный уголь в отложениях песчаниково-алевролитовой угленосной лимнической формации Верхнеамурского наложенного прогиба; золоторудные объекты гидротермального типа в связи с гранитоидами магадачинского комплекса граносиенит-гранитовой формации;

— раннемеловой: золото, серебро, медь, вольфрам, бериллий (олово), алуниты, цеолиты — гидротермальные и телетермальные проявления в связи с вулканоплутоническими комплексами;

— позднемеловой: золото, серебро, халцедон в связи с галькинским вулканическим комплексом трахибазальт-трахириолитовой формации;

— палеоген-неогеновая — бурый уголь в отложениях глинисто-алевролитовой угленосной лимнической формации Амуро-Зейской впадины;

— четвертичная — россыпи золота.

В состав провинции входят Янкано-Джагдинская медно-золото-ртутная и Умлекано-Огоджинская вольфрамово-медно-серебро-золоторудная минерагенические зоны, Шилка-Урканская вольфрамово-медно-молибденово-золоторудная потенциальная минерагеническая зона. На востоке листа находится небольшой фрагмент расположенного восточнее Амуро-Зейского бурогоугольного бассейна. Вне минерагенических зон выделяется Толбузинский каменноугольный район.

ЯНКАНО-ДЖАГДИНСКАЯ МЕДНО-ЗОЛОТО-РТУТНАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА (6 Hg,Au,Cu/PZ,MZ)

Минерагеническая зона прослеживается в широтном направлении в виде узкой полосы от р. Уруша на западе до бассейна р. Бол. Тында на восточной границе листа и далее уходит на территорию листа N-52. Зона охватывает структуры Амуро-Охотской СНС, с севера ограничена системой нарушений Северо-Тукурингского глубинного разлома, с юга — Южно-Тукурингского.

В строении зоны принимают участие сложнодислоцированные, динамометаморфизованные в фации зеленых сланцев вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенные отложения среднего палеозоя и габброиды раннепермского пиканского комплекса, прорванные на разных участках зоны рудогенными малыми телами и штоками гранитоидов верхнеамурского и бурундинского комплексов раннего мела. Вдоль северной границы зоны прослеживается цепочка наложенных прогибов и приразломных впадин, выполненных среднеюрско-раннемеловыми терригенными морскими и континентальными осадками.

Минерагеническая специализация зоны определяется многочисленными телетермальными проявлениями ртути, золото-сульфидной минерали-

зациями в графитизированных сланцах, медноколчеданными проявлениями. На сопредельной с востока площади листа N-52 в Янкано-Джагдинской МЗ находится малое месторождение ртути Ланское.

На рассматриваемой территории в пределах зоны выделен Янканский потенциальный марганцево-золото-меднорудный район.

Янканский потенциальный марганцево-золото-меднорудный район (6.1 Cu,Au,Mn)

Район занимает в пределах листа большую часть Янкано-Джагдинской МЗ от р. Бол. Мадалан на западе до р. Бол. Уркан на востоке и имеет общие с ней северную и южную границы.

В геохимическом поле хорошо выражена восточная часть района контрастной геохимической аномалией золота. На его центральную часть с площади Соловьевского РУ распространяется обширная интенсивная аномалия висмута. Зону Южно-Тукурингского разлома трансируют шлиховые ореолы киновари. Пересекающие район высокопродуктивные россыпи золота, берущие начало на рудном поле Джагиндинского золоторудного месторождения, подпитываются золотом за счет местных коренных источников. Проявления золота не обнаружены. Многочисленные точки минерализации, не показанные на карте, представляют собой, как правило, кварцевые жилы и линзы с низкими содержаниями золота.

В пределах Янканского ПРП прогнозировалось [14, 338] выявление золоторудных месторождений золото-ртутной аргиллизитовой формации («карлинского» типа), связанных с континентальным рифтогенезом территории в сеноман-миоценовое время. Наиболее перспективными на выявление таких месторождений считались Нагиминское и Глебовское потенциальные золоторудные поля.

В пределах Нагиминского потенциального золоторудного поля в южной части ПРП Р. Н. Ахметовым была произведена переоценка генезиса Нагиминской погребенной россыпи (III-5-84), на основании которой в контурах россыпи и ниже ее прогнозировалось коренное месторождение золота «карлинского» типа. Формирование месторождения связывалось с внедрением нагиминского туффизитового комплекса олигоцен-миоценового возраста. В состав комплекса включались породы выделяемых здесь ранее осадочных палеогеновой мухинской и неогеновой сазанковской свит [14, 338]. Были подсчитаны прогнозные ресурсы золота в количестве 39 т категории P_2 в контурах подсчета запасов Нагиминской погребенной россыпи, 190 т категории P_3 ниже контуров разведки россыпи и 13 т категории P_2 западнее погребенной россыпи.

В процессе полевых работ авторами записки установлено, что в состав россыпного месторождения включены разновозрастные полигенетические образования, содержащие золото в повышенных концентрациях: аллювиальные и делювиально-пролювиальные рыхлые кайнозойские отложения, породы линейных кор выветривания. В составе обломочного материала присутствуют гидротермально измененные породы, легко разрушающиеся

при добыче, содержащие золото в количестве до 12 г/т. Все типы пород заполняют кайнозойскую рифтогенную впадину, аналоги которой прослеживаются к востоку и западу по геофизическим материалам и данным дешифрирования. Прогнозируется месторождение золота карстово-погребенных россыпей в хлидолитах с прогнозными ресурсами, по экспертным оценкам авторов, 15 т категории P_3 .

На севере района на правом берегу р. Бол. Уркан выделено [338] Глебовское потенциальное золоторудное поле по наличию богатой отработанной россыпи золота, шлиховых и литохимических ореолов ртути, карбонатных пород в составе палеозойских вулканогенно-осадочных отложений. Оруденение локализовано в зоне эндо- и экзоконтакта слабоэродированной мезозойской(?) мезоабиссальной интрузии кислого состава. Содержание золота в окварцованных и сульфидизированных породах (сланцы и известняки бальдижакской толщи, лиственизированные серпентиниты) 0,005–2,5 г/т. Величина прогнозных ресурсов золота Глебовского ПРП (50 т категории P_3 [14, 629]) оставлена без изменений, но карлинский тип поставлен под сомнение – прогнозируется золото-сульфидно-кварцевое оруденение.

Прогнозные ресурсы золота Янканского ПРП утверждены по состоянию на 1.01.2003 г. в количестве 100 т категории P_3 (Урканская рудоносная площадь, прогнозируемое оруденение золото-сульфидно-кварцевое типа и золотоносных кор выветривания). В результате проведенных работ ресурсы золота ПРП приняты авторами записки в количестве 50 т категории P_3 (Глебовское ПРП), еще 15 т золота в россыпях учтены по Соловьевскому золотороссыпному узлу (0.5.2).

В Янканском ПРП прогнозируется промышленное медноколчеданное (с золотом) оруденение. В пределах Янканского (III-5-59), Джалиндинского (III-5-75) и Кокразовского (III-5-60) ПРП выявлено до 30 медно- и серноколчеданных залежей стратиформного типа. Руды представлены углеродсодержащими хлорит-кварц-серицитовыми метасоматитами с прожилками кварцевого и кварц-карбонатного состава и вкрапленностью сульфидов. Здесь же имеются признаки оруденения медно-порфирирового типа, ассоциирующего с ареалами развития не выраженных в масштабе карты штоков и даек гранодиорит-порфиров буриндинского(?) комплекса. Ресурсы меди ПРП оценены по категории P_3 в количестве 225 тыс. т. В целом по району они составляют 2200 тыс. т [441, 490]. Район слабо изучен на медное оруденение, рекомендуется постановка прогнозно-поисковых работ.

В вулканогенно-кремнисто-терригенных отложениях янканской серии отмечаются стратиформные линзовидные залежи и пласты фосфорсодержащих железных и марганцевых руд (III-4-102; III-5-83, 81, 80 и др.). По участку Северный Марганцевый (проявления Джалиндинское и Нагиминское) оценены прогнозные ресурсы марганца в количестве 1,6 тыс. т категории P_2 [327]. Ожидается выявление малых месторождений.

**ШИЛКА-УРКАНСКАЯ ВОЛЬФРАМОВО-МЕДНО-МОЛИБДЕНОВО-
ЗОЛОТОРУДНАЯ ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА
(7 Au,Mo,Cu,W/PZ-K₁)**

ПМЗ охватывает южную часть Пришилкинской зоны смятия с интенсивно проявленным палеозойско-мезозойским магматизмом и область сочленения Амуро-Охотской СНС с Буреинским массивом. Центральная часть зоны сложена терригенными, терригенно-карбонатными формациями силура—карбона Ольдойско-Сагайского окраинного прогиба, прорванными позднепалеозойскими интрузиями габбро-гранодиоритовой формации. В западной части зоны прогиб ограничивается с севера зоной тектонического меланжа Северо-Тукурингского разлома и перекрыт вулканогенно-терригенной молассой поздней юры—раннего мела. В южной части зоны отложения прогиба перекрыты терригенными и флишоидными формациями верхнего триаса—средней юры Верхнеамурского наложенного прогиба. Ведущую роль в рудогенезе Шилка-Урканской ПМЗ играют малые тела тымагерского, хорьковского и буриндинского ИК раннего мела.

Северная граница зоны контролируется системой Южно- и Северо-Тукурингского глубинных разломов, на юге зона ограничена Игнашинским, Уруша-Ольдойским и, на востоке листа, Шилка-Урканским разломами.

В состав зоны входят Холоджикано-Калтагайский вольфрамово-молибденово-золоторудный и Ольдойский железо-медно-золоторудный потенциальные районы. Вне районов выделяется Омутнинский потенциальный золото-вольфрамоворудный узел.

**Холоджикано-Калтагайский потенциальный
вольфрамово-молибденово-золоторудный район (7.1 Au,Mo,W)**

Район находится в западной части Шилка-Урканской ПМЗ, занимая водораздельное пространство рек Амазар—Шилка—Амур.

Оруденение района связано с магматическими образованиями Даванской и Тымагерской очаговых зон, выделяющихся локальными минимумами и пониженными значениями гравитационного поля на фоне регионального гравитационного максимума. Золоторудные проявления формировались на гипабиссальном и субвулканическом уровнях в пределах вулканоплутонических зон и терригенных прогибов. Рудогенерирующими и рудообразующими являлись штоки и лакколиты гранитоидов тымагерского комплекса, зоны даек лампрофиров и гранит-порфиров. Для магматогенных зон характерны также штокообразные и неправильной формы массивы, тела эруптивных и эксплозивных брекчий среднего и кислого состава, зоны меланжа и тектонические брекчии с гидротермально-метасоматической проработкой, сопряженные с Северо-Тукурингским разломом. Пространственно с ними ассоциирует наиболее продуктивная россыпная и эндогенная золотоносность района.

Рудогенные дайки, не выраженные в масштабе карты, прорывают, как правило, все докайнозойские образования, включая и массивы гранитоидов тымагерского комплекса. Часть даек, возможно, являются суб-

вулканическими аналогами вулканитов, которые отмечаются в разрезах верхней юры—нижнего мела. Внедрение даек часто сопровождалось пиритизацией, углеродизацией и аргиллизацией вмещающих пород. Ассоциирующие с ними рудные зоны, кварцевые жилы приурочены к тектоническим структурам север-северо-восточного и субширотного простирания, в пределах которых локализованы головки россыпей рек Даван-Кавекта, Доптуган, Калтагай, Бол. Иличи, Утени, руч. Андреевский и Стрекаловский и др.

Рудовмещающими являются юрско-меловые, рифейские, палеозойские отложения, комплексы дислокационных зон. Тонкоразвальцованные, импрегнированные тонким пиритом, пропитанные графитом породы последних являются благоприятной средой для формирования большеобъемных золоторудных объектов с невысоким содержанием тонкого золота. Девонские отложения содержат пачки существенно алевро-аргиллитовых пород (ольдойская свита), известняков (имачинская и большеверская свиты), которые обладают наибольшим эффектом экранирования и служат геохимическим барьером гидротермальных рудных растворов в процессе локализации золотого оруденения.

Контроль оруденения осуществляют участки сочленения, пересечения разноориентированных разломов северо-западного, север-северо-восточного простирания с нарушениями северо-восточной и субширотной ориентировки, а также пологие зоны срывов, погружающиеся в северных румбах, зоны со сдвиговой геодинамикой, сопровождаемые брекчированием и меланжированием. Оруденение часто приурочено к участкам сочленения антиклиналей и синклиналей типа флексурных перегибов, а также к зонам контактов осадочных отложений и кристаллических пород докембрийского фундамента.

Холоджикано-Калтагайский ПРР объединяет потенциальные рудные узлы: Калтагайский молибденово-золоторудный, Холоджиканский вольфрамво-золоторудный, Нижнеамазарский (Багаджинский) золоторудный, Тымагерский золоторудный.

Калтагайский потенциальный молибденово-золоторудный узел (7.1.1 Au,Mo)

Узел расположен в междуречье Бол. Чичатка—Амазар и охватывает бассейн рек Утени, Кудичи, верховье р. Ушмун. Структурное положение узла определяется сочленением нарушений Северо-Тукурингской северо-восточного, Амазаро-Утенинской — северо-западного и Утаканской систем разломов субширотного простирания. С северо-востока узел ограничивает Утенинский разлом, с юго-запада — скрытый Амазарский, совмещенный с долиной р. Амазар, с юго-востока — восточное окончание Алгакан-Доптуган-Калтагайского разлома. Геологическое строение узла определяется его расположением в южной краевой части батолита гранитоидов крестовского и олекминского комплексов ордовика с реликтами габброидных интрузий кручининского комплекса. Провесы кровли батолита сложены метаморфитами архея и динамометаморфическими образованиями пришилкин-

ского комплекса рифея. Интрузии габброидов обрамляют узел на юго-западе. На северо-восточном фланге узла штоки гранитоидов амананского, нерчуганского и амуджиканского комплекса образуют дугу, обращенную на северо-восток, которая контролируется Амазаро-Утенинским разломом. В строении юго-восточной части узла принимают участие вулканические породы рифея, терригенные отложения силура, юры и мела, прорванные не выраженными в масштабе карты дайкообразными интрузиями габброидов тымагерского комплекса.

Объединение в узел полихронных геологических образований Пришил-кинской зоны смятия и северной окраины Ольдойско-Сагайского прогиба продиктовано сходством глубинного строения, единством характеристик геофизических полей, близостью металлотектов, контролирующих проявления, и временем формирования золотого оруденения.

Минерагеническую специализацию узла определяют Большеиличинское проявление (IV-2-41) и многочисленные пункты минерализации золота (IV-2-11, 13, 22, 25, 37, 44, 38 и др.), россыпи золота рек Утени (IV-2-58), Бол. Иличи (IV-2-39), Кудичи (IV-2-52). Наряду с золоторудными объектами известны проявления и пункты минерализации свинца (IV-2-18, 23, 19), молибдена (IV-2-27, 29), вольфрама (IV-2-46). Все объекты характеризуют единую рудогенную систему на разных уровнях ее среза, за исключением вольфрамовых, связанных с ранними этапами магмообразования и рудогенеза.

Рудогенерирующими, вероятнее всего, являлись магматические образования позднемезозойских амуджиканского и тымагерского комплексов. Большая часть известных золоторудных объектов размещается в их экзоконтактах и в прорванных или залеченных ими зонах дислокаций. Основная роль в контроле оруденения узла принадлежит дислокационным зонам, нарушениям Северо-Тукурингского разлома. К ним приурочены головки наиболее продуктивных золотоносных россыпей. Рудовмещающими являются преобразованные кристаллические и осадочные породы архея, рифея, нижнего палеозоя, мезозоя.

Перспективы узла связываются с группами объектов междуречья Иличи–Утени (IV-2-34, 41 и др.) и Верх. Калтагайчик–Иличи (IV-2-63 и др.), где комплекс геологических образований, сопряженный с глубинным разломом, претерпел интенсивные преобразования, связанные с дислокацией, гидротермально-метасоматическую проработку и оруденение. На проявлениях Иличи-Утенинской группы в зонах интенсивных дислокаций, сопряженных с Северо-Тукурингским разломом, в экзоконтактах дайкообразных тел габброидов тымагерского комплекса развиты кварцево-жильные и штокверковые зоны с сульфидной минерализацией. Вторичные изменения вмещающих пород подвержены карбонатизации, хлоритизации, гидрослюдизации и пиритизации. Зоны контролируются вторичными литохимическими ореолами цинка, меди, висмута, золота (до 0,1 г/т).

Узел недостаточно опоскован. Прогнозные ресурсы ПРУ категории P_2 составляют 39,7 тыс. т свинца, 36,3 тыс. т цинка, 97,5 т серебра (проявление Устье Тамары, IV-2-18), 92 тыс. т молибдена [388, 651].

Холоджиканский потенциальный вольфрамово-золоторудный узел (7.1.2 Au,W)

Узел приурочен к коленообразному изгибу Северо-Тукурингрского структурного шва на пересечении его крупным сбросо-сдвигом северо-восточного простирания. Северной границей узла является система широтных нарушений Утаканского разлома, юго-восточной и южной – полого падающие на север разломы Алгакан-Доптуган-Калтагайской системы. На севере узла распространены преимущественно динамометаморфические образования рифея и рифейские и ордовикские гранитоиды, в его центральной части – вулканогенно-терригенные отложения верхней юры–нижнего мела Холоджиканской впадины, в южной – рифейские и среднепалеозойские отложения, испытавшие интенсивные динамометаморфические преобразования в Алгакан-Доптуган-Калтагайской зоне разломов. Рудоконтролирующими структурами являются широко развитые в пределах узла зоны брекчирования и катаклаза протяженностью более 18–20 км и мощностью более 150–170 м. Они сопровождаются зонами углеродизации (графитизации), окварцевания, пиритизации со сближенными кварцевыми жилами и штокверково-жильными зонами, экранируемыми дайками субширотной Даван-Кавектинской, Ульдза-Пришилкинской и другими зонами развития дайковых комплексов. Рудообразующей является Даван-Холоджиканская очаговая зона с развитием штоков, некков, сложенных магматическими брекчиями гранодиоритового и гранитового состава, а также андезидацитов, сопровождаемых эксплозивными брекчиями. Рудовмещающими для проявлений Даванской группы – Даванского (IV-2-112), Холоджиканского (IV-2-102), пункта минерализации Шовный (IV-2-75) и др. – являются зоны брекчирования и бластомилонитизации холоджиканской свиты верхней юры–нижнего мела; для проявления Падь Восьмая (IV-2-120) – брекчии зоны меланжа, широко развитые вдоль Северо-Тукурингрского разлома.

Анализ имеющегося материала позволяет выделить определенную закономерность в локализации золотого оруденения. Оруденение тяготеет:

- к узлам пересечения разломов субширотного и северо-восточного простираний;

- к участкам развития эруптивных, эксплозивных образований;

- к участкам распространения контрастных по составу вмещающих пород;

- к зонам развития максимальной углеродизации пород, фиксируемым геофизическими аномалиями высокой поляризуемости;

- к границам пологих зон, субсогласным напластованию вмещающих толщ различной компетентности: конгломерат–алевролит, алевролит–известняк и пр.;

- к экзоконтактовым зонам дайковых тел среднего состава;

- к штокверково-жильным зонам с кварцем различных генераций – метаморфогенным крупнокристаллическим полупрозрачным; белым средне-, крупнокристаллическим гидротермальным с пиритом; серым мелкокристаллическим с тонкой вкрапленностью сульфидов; низко-, среднетемпературным с карбонатом и галенитом.

По комплексу факторов золоторудные проявления узла относятся к золото-сульфидной формации с прожилково-вкрапленными рудами в углеродизированных минерализованных зонах.

В результате полевых исследований, проведенных авторами записки, пересмотрены перспективы расположенной в пределах ПРУ Даванской перспективной площади. Площадь относится к прогнозируемому рудному полю Падь Восьмая. В границах ПРП при ГДП-50 выявлено [389] проявление золота и вольфрама Падь Восьмая с прогнозными ресурсами в комплексных золото-вольфрамовых рудах категории P_2 в количестве: WO_3 — 25 тыс. т, золота — 5 т. Золото-серебряное и золото-вольфрамовое оруденение приурочено к зонам окварцевания в тектонитах меланжа. По состоянию на 1.01.1998 г. проявление оценено как золоторудный объект с прогнозными ресурсами для подземной отработки до глубины 200 м по категории P_2 : золота — 5 т, с содержанием 2,2 г/т, WO_3 — 10,2 тыс. т с содержанием 0,45 %. Согласно Протоколу № 10 от 6.03.2001 г. НТС Читагеолкома ресурсы золота проявления переоценены для открытой отработки до глубины 120 м по категории P_2 в количестве 5 т с содержанием 3,5 г/т. Вольфрам при этом рассматривался как попутный компонент. По состоянию на 1.01.2003 г. по результатам отрицательной геолого-экономической оценки эталонного для района Холоджиканского золоторудного проявления прогнозные ресурсы проявления Падь Восьмая к учету не рекомендованы.

Отрицательная оценка на последовательных стадиях апробации объекта была обоснована как неблагоприятной конъюнктурой рассматриваемого сырья, так и неоднозначным определением геолого-промышленного типа оруденения. Анализ материалов предшествующих работ и собственные исследования, выполненные при составлении ГК-1000, позволили сделать вывод о том, что проявление является вольфраморудным объектом с попутным золотом и обладает признаками оруденения золото-шеелит-кварцевой (вольфрамовой сульфидно-кварцевой березитовой) формации. Месторождения аналогичной формационной принадлежности известны в Магаданской области (Гусиное, Тунгус, Чепак, Агылкинское), в Приморском крае (Скрытое), в Республике Таджикистан (Пакрут). Несмотря на то, что рудные объекты этой формационной принадлежности составляют второстепенный геолого-промышленный тип, они интенсивно вовлекаются в промышленное освоение. Таким образом, прогнозируемый на проявлении Падь Восьмая формационный тип оруденения обладает промышленной значимостью.

Авторами записки предложено принять к учету (восстановить по состоянию на 25.10.1995 г., протокол № 46 ТКЗ при Читагеолкоме) ресурсы проявления Падь Восьмая в комплексных золото-вольфрамовых рудах золото-шеелит-кварцевой формации Даванской перспективной площади в количестве WO_3 — 25 тыс. т, золота — 5 т, переведя их из категории P_2 в категорию P_3 . Понижение категории прогнозных ресурсов обосновано недостаточной изученностью перспективного участка при сложном геологическом строении (не проведены геофизические исследования, детальное литохимическое опробование, пройденные горные выработки не позволяют надежно интерполировать рудные тела), неоднозначностью определения геолого-промышленного типа оруденения и недостаточностью сведений,

позволяющих провести корректное сравнение с эталонными месторождениями.

По состоянию на 1.01.2003 г. по Холоджиканскому ПРУ апробированы и поставлены на учет НТС ГУПР по Читинской области прогнозные ресурсы золота категории P_2 в количестве 15 т, категории P_3 – 60 т [658].

С учетом предлагаемых авторами изменений прогнозные ресурсы золота ПРУ составят 15 т категории P_2 , 65 т категории P_3 , ресурсы вольфрама – 25 тыс. т категории P_3 . На проявлении Падь Восьмая рекомендуется постановка поисковых работ масштаба 1 : 10 000.

Нижнеамазарский (Багаджинский) потенциальный золоторудный узел (7.1.3 Au)

Узел охватывает бассейн рек Багаджа, Булей и Утени. В строении узла ведущую роль играют терригенные и терригенно-карбонатные отложения девона, менее распространены осадочные толщи карбона и триаса. Структурное положение узла определяет пересечение Шилка-Урканского разлома северо-восточного простирания и скрытого Амазарского – северо-западного. Падение Шилка-Урканского разлома северо-западное под углом 40–60°. На всем протяжении он трассируется дайкообразными интрузиями гранит-порфиров, гранитов тымагерского комплекса. На северо-востоке в междуречье Утени–Булей разлом контролирует выходы гранитоидов тымагерского комплекса, образующие Булейскую кольцевую магматогенную структуру со штоком эруптивных брекчий гранит-порфиров в центральной части. Породы в зоне разлома часто изменены до вторичных кварцитов, выходы гранитоидов окружены площадными ареалами роговиков, свидетельствующими о слабом уровне эрозионного среза интрузий.

Минерагеническую специализацию узла определяют группы золоторудных проявлений и пунктов минерализации: Багаджинская (IV-2-130, 132, 135), совмещенная со вторичными литохимическими ореолами золота (IV-2-126), цинка, меди, мышьяка, сурьмы и россыпями золота (IV-2-138), и Булейская (IV-2-87, 105, 115, 119, 127), сопровождаемая вторичными литохимическими ореолами золота (до 0,09 г/т), мышьяка (до 1 %), свинца и цинка (до 0,1 %), серебра (0,005 %) и шлиховыми потоками золота (IV-2–73, 96).

Отмечается зональность в расположении вторичных геохимических ореолов в пределах узла. С юго-запада на северо-восток ореолы мышьяка и меди сменяются ореолами сурьмы, а те, в свою очередь, ореолами свинца и цинка и затем висмута. Зоны с преобладающим распространением ореолов отдельных элементов составляют полосы широтного простирания, которые совпадают с простиранием вскрытых минерализованных зон и, по-видимому, отражают структуры рудных полей с различным эрозионным срезом.

Структурная позиция, наличие россыпей и потоков золота, масштабность проявления метасоматических изменений, промышленные содержания элементов, – все это позволяет рассматривать узел как весьма перспективный и рекомендовать постановку здесь поисковых работ.

По состоянию на 1.01.2003 г. по Багаджинскому ПРУ апробированы и поставлены на учет прогнозные ресурсы золота категории P_2 в количестве

50 т (Багаджинское проявление), категории P_3 — 150 т [388, 658]. Ожидается выявление малых—средних по размерам (10—50 т золота) объектов золото-кварц-сульфидных руд в углеродисто-терригенных комплексах.

Тымагерский потенциальный золоторудный узел (7.1.4 Au)

Узел находится на левобережье р. Аргунь в приустьевой части р. Тымагер на сочленении Шилкинского и Уркан-Ольдойского разломов и приурочен к поднятому блоку Ольдойско-Сагаянского прогиба. Блок сложен графитсодержащими породами венда и карбонатно-терригенными отложениями девона, перекрытыми терригенными породами нижней—средней юры Верхнеамурского прогиба и холоджиканской свиты верхней юры—нижнего мела с повышенными содержаниями сингенетичного золота. Известные пункты минерализации золота размещаются в надапикальной части массива гранодиоритов тымагерского комплекса, хорошо выраженно-интенсивной отрицательной гравитационной аномалией. С ними совмещаются литохимические ореолы свинца с содержанием до 0,01 % и меди — до 0,01 %. Характер гидротермально-метасоматических изменений пород свидетельствует об эпитемальном характере золоторудения. По геологическому строению, геохимическим признакам, характеру рудения узел сопоставляется с Холоджиканским.

Перспективы узла высокие. О высокой золотоносности ПРУ свидетельствуют хорошо дешифрируемые перемытые россыпи золота на правобережье р. Аргунь на территории КНР и старательские выработки в долине левых притоков р. Аргунь. Район практически не опроискован и не изучен.

Прогнозные ресурсы золота категории P_3 составляют 50 т [388]. Рекомендуется постановка прогнозно-поисковых работ масштаба 1 : 50 000.

Ольдойский потенциальный железо-медно-золоторудный район (7.2 Au,Cu,Fe)

Район протягивается согласно со структурами Амуро-Охотской СНС в виде полосы шириной 15—20 км от р. Урка на западе до р. Мал. Уркан на востоке. Площадь экономически освоена — вдоль ее северной границы проходит Транссибирская железнодорожная магистраль, по центральной части площади пролегает автодорога федерального значения Чита—Хабаровск.

С севера ПРР ограничен Южно-Тукурингским глубинным разломом. Южную границу района определяют пологие нарушения Шилка-Урканского разлома. В строении района принимают участие среднепалеозойские вулканогенно-карбонатно-терригенные отложения Ольдойско-Сагаянского окраинного прогиба, прорванные интрузиями позднепалеозойского урушинского комплекса габбро-гранодиоритовой формации. Отмечаются малые, в том числе не выраженные в масштабе карты, тела гранитоидов буриндинского комплекса. В междуречье Уруша—Ольдой структуры северной части района перекрыты рыхлыми озерно-аллювиальными отложениями Уруша-Ольдойской впадины. Расположение района на сочленении регио-

нальных структур — Буреинского массива и Амуру-Охотской СНС — обусловило высокую степень тектоно-метасоматических преобразований пород.

Район считается перспективным на медно-железное и полиметаллическое оруденение скарнового типа. В последнее время, с открытием ряда проявлений золота (III-4-159, 141; III-5-92, 94), определилась его золоторудная специализация.

В пределах района выделены Читкан-Ольдойский золоторудный, Тахтамыгдинский золото-медно-железородный и Ангалинский серебро-золоторудный потенциальные узлы.

Читкан-Ольдойский потенциальный золоторудный узел (7.2.1 Au)

Узел расположен в центре ПРР в междуречье Бол. Мадалан—Ольдой. Северо-западная часть узла сложена неоген-четвертичными осадками Уруша-Ольдойской рифтогенной впадины, остальная — силурийскими и девонскими отложениями Ольдойско-Сагайского прогиба. Осадочные породы прорваны интрузиями габбро и гранитов позднепалеозойского урушинского комплекса и небольшими телами гранитов раннемелового(?) возраста, с которыми предположительно связывается золотое оруденение. В результате проведенных авторами исследований в пределах надвиговых структур близширотного простирания выявлены протяженные (более 5 км) зоны прожилкового окварцевания и сульфидизации в рассланцованных песчаниках и алевролитах большеверской свиты и катаклазированных кварцевых песчаниках омутнинской свиты, характеризующиеся слабоконтрастными вторичными ореолами золота и умеренноконтрастными — серебра. Впервые выявлены окварцованные и сульфидизированные породы в зонах экзоконтакта небольших тел гранитоидов мезозойского возраста.

Центральная часть узла выражена контрастной литохимической аномалией золота. В пределах узла известны богатые золотоносные россыпи. К зонам субширотных разрывных нарушений приурочены проявление (III-4-159) и пункты минерализации (III-4-149, 150) золота, представленные минерализованными карбонатно-кварцевыми штокверками. Оруденение вкрапленное и тонкопрожилковое. Иногда в карбонат-кварцевых прожилках наблюдается видимое золото.

В пределах узла авторами записки локализована Мадаланская прогнозная площадь (340 км²) с ресурсами золота 16,7 т категории P₂ (Улягирское проявление) [393], 90 т категории P₃ (по данным авторов).

Оценка прогнозных ресурсов категории P₃ произведена по вторичным ореолам рассеяния.

На основе данных литохимической съемки масштаба 1 : 50 000 ([487], полевые работы 2005 г.) в пределах Мадаланской прогнозной площади выделены четыре аномальных геохимических поля (АГП) ранга рудного месторождения, одно из которых включает Улягирское проявление. Для них авторами рассчитаны прогнозные ресурсы золота категории P₃.

Подсчет произведен по формуле $Q = 1/k \times P \times H/40$, где $k = 1$, $H = 100$ м, P (суммарная продуктивность четырех АГП) = $36,2 (15,5 + 9,6 + 1,9 + 9,2)$ м² %.

Прогнозные ресурсы золота категории P_3 для Мадаланской прогнозной площади составляют: $Q = 1/1 \times 36,2 \times 100/40 = 90,5$ т (округлено до 90 т).

В пределах узла ожидается выявление малых месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации с малосульфидными рудами. Рекомендуются прогнозно-поисковые работы на площади 340 км².

Тахтамыгдинский потенциальный золото-медно-железорудный узел (7.2.2 Fe,Cu,Au)

ПРУ расположен в нижнем течении р. Мал. Ольдой. Узел пересекает железная дорога, в центральной части площади находится ж.-д. ст. Тахтамыгда.

Площадь сложена палеозойскими терригенными и терригенно-карбонатными породами Ольдойско-Сагайского прогиба, прорванными гранитоидами позднепалеозойского урушинского комплекса и не выраженными в масштабе карты штоками порфириновых пород среднего и кислого состава буриндинского(?) комплекса раннего мела. Штоки фиксируются в магнитном поле локальными положительными аномалиями, совпадающими с локальными изометричными минимумами поля Δg , в геохимическом поле — локальными контрастными аномалиями меди, молибдена, золота и серебра.

Минерагеническую специализацию узла определяют проявления медно-железорудной скарновой и золото-сульфидной минерализации, пространственно ассоциирующие с породами урушинского комплекса габбро-гранодиоритовой формации. Прогнозируется молибден-медно-порфирировое оруденение в связи малыми интрузиями диорит-порфиритов, гранодиорит- и гранит-порфиров буриндинского(?) комплекса.

В западной части узла расположены проявления (III-4-140) и пункты минерализации (III-4-115, 119) железа и меди сульфидно-магнетитовой скарновой формации. Магнетитовые, халькопирит-магнетитовые и халькопиритовые руды слагают рудные тела в области контакта гранитов урушинского комплекса с известняками, сланцами, кварцевыми песчаниками большеверской свиты. Геологическое строение площади — тонкое переслаивание аргиллитов, алевролитов, часто известковистых, известняков, прорывание их гранитными массивами, наличие прямых признаков оруденения — дает основание прогнозировать более широкое распространение метасоматического известково-скарнового оруденения. Ресурсы железных руд Тахтамыгдинского рудного поля на глубину 500 м составляют по категории P_2 50 млн т, меди — 82 тыс. т [493, 528].

На западе узла находится недавно выявленное [536] проявление Томское (III-4-141) золото-сульфидно-кварцевой формации, представленное кварц-сульфидной жилой среди плагиогранитов, диоритов и габбро урушинского комплекса. Прогнозируется малое месторождение золота.

В восточной части ПРУ по результатам литохимических поисков масштаба 1 : 50 000 и 1 : 10 000 прогнозируется (участок Ягодный) молибден-медно-порфирировое (с серебром и золотом) оруденение. Совокупные про-

гнозные ресурсы меди и молибдена позволяют ожидать малый или средний по масштабам объект. Рекомендуется вскрыть канавами и оценить бурением выявленные контрастные литохимические ореолы меди и молибдена [536].

Ресурсы железных руд по узлу в целом ($P_2 + P_3$) – 250 млн т, меди – 693 тыс. т, молибдена – 9 тыс. т, золота и серебра по категориям $P_1 + P_2 + P_3$ – соответственно 10,3 и 602 т [493, 528, 536].

Ангалинский потенциальный серебро-золоторудный узел (7.2.3 Au,Ag)

Узел выделен в результате поисковых работ масштабов 1 : 50 000 и 1 : 10 000 [536]. Он находится на левобережье р. Крестовка на востоке Ольдойского ПРР. В южной части узла проходит Транссибирская железная дорога и федеральная автотрасса Чита–Хабаровск.

ПРУ контролируется системой пологих нарушений Шилка-Урканского разлома. Площадь сложена терригенно-карбонатными породами большеверской и имачинской свит нижнего и среднего девона, перекрытыми в северной части узла тектонической пластиной кварцевых песчаников омутнинской свиты силура. В южной части узла распространены юрские терригенные отложения Верхнеамурского прогиба. На востоке узла (участок Ангалинский) в зоне пересечения разнонаправленных разрывных нарушений осадочные отложения омутнинской и большеверской свит прорваны «трубкой» эксплозивно-эруптивных брекчий, фиксирующей купольную структуру мелового(?) возраста.

В гравитационном поле узел расположен в краевой части крупного минимума поля силы тяжести, осложненного на юге локальным максимумом, связанным, вероятно, с интрузией среднего–основного состава. Этот максимум совпадает с аномалией магнитного поля интенсивностью до 400 нТл, которая ассоциируется со слабо эродированным телом диоритовых порфиритов буриндинского(?) комплекса. В восточной части узла выделяется несколько слабоинтенсивных локальных минимумов поля силы тяжести, предположительно связанных с нескрытыми магматическими телами среднего–кислого состава.

Территория ПРУ характеризуется широким развитием метасоматических преобразований пород. Наиболее интенсивно (до метасоматитов) проявлены окварцевание и березитизация, сопровождаемые кварцевыми прожилками и сульфидной минерализацией. Березитизированные и окварцованные породы содержат аномальные концентрации золота, серебра, сурьмы, свинца, ртути.

В пределах узла известны россыпепроявление золота (III-4-128), шлиховые потоки золота, сопровождающиеся наличием в шлихах самородного серебра, киновари, шеелита. Гидрогеохимическим опробованием ручьев Зимовичи и Ангалинский выявлены аномалии золота и серебра, достигающие 4,0–56,2 КК. В восточной части узла (участок Ангалинский) оконтурен комплексный литохимический ореол золота, серебра, мышьяка, меди, молибдена, ртути, висмута, сурьмы, ртути размером 3×5 км, в пределах которого выявлены проявления золота и серебра Солонцовое (III-5-92) и Поисковое

(III-5-94). Оруденение предположительно связывается со слабо эродированной флюидно-эксплозивной структурой раннемелового или более молодого возраста, ассоциируемой с порфировой системой. Золото-серебряное с ртутью, сурьмой, мышьяком оруденение локализовано на периферии рудоносной структуры в пологопадающих минерализованных зонах. В центральной части порфировой системы в пределах участка Ангалинский проявлена висмут-вольфрам-медно-молибденовая минерализация.

На участке Ангалинский возможно выявление месторождения средних масштабов золото-серебро-ртутного геохимического типа. Рекомендованы дальнейшие работы с целью прослеживания выявленных рудоносных зон по падению на глубину.

Прогнозные ресурсы Ангалинского ПРУ: 1,3 т золота и 11,9 т серебра категории P_1 (проявление Солонцовое); 36,1 т золота и 51 т серебра категории P_2 ; 30 т золота и 70 т серебра категории P_3 [536].

Омутнинский золото-вольфрамоворудный потенциальный узел (7.0.1 W,Au)

ПРУ находится в нижнем течении рек Омутная и Уруша. Вдоль его юго-западной границы проходит грунтовая автодорога Ерофей Павлович–Игнашино.

Площадь узла сложена терригенно-карбонатными и терригенными отложениями Ольдойско-Сагаянского и Верхнеамурского прогибов. На севере отмечаются небольшие интрузии габброидов урушинского комплекса. Узел расположен на пересечении системы разрывных нарушений Уркан-Ольдойского и Игнашинского разломов северо-восточного простирания Омутнинским глубинным разломом северо-западного. К последнему приурочены рудогенные малые тела и штоки субщелочных гранитов хорьковского комплекса.

Площадь узла совмещена со шлиховым ореолом вольфрама. На юге фиксируется обширная контрастная литохимическая аномалия золота. В пределах узла известны проявление вольфрама (с оловом) Осеннее (IV-3-26), вольфрам-бериллиевое Ольгинское (IV-3-22), золоторудное проявление Золотинка (IV-3-35), а также многочисленные точки с аномальными содержаниями вольфрама, серебра и золота, не показанные на карте.

Олово-вольфрамовое и бериллиевое оруденение кварцево-жильного типа в сочетании с вкрапленным в измененных породах локализуется в экзо-, реже – в эндоконтактах штоков гранитоидов, сопровождается березитизацией и грейзенизацией. Прогнозные ресурсы вольфрама ПРУ составляют 3 тыс. т категории P_2 и 43 тыс. т категории P_3 [493]. В пределах узла возможно выявление мелких–средних месторождений вольфрама с оловом, бериллием, серебром.

Южная часть узла перспективна на выявление промышленного золотого оруденения. Здесь выделено [450, 525] Золотинкинское прогнозируемое золоторудное поле, в пределах которого находится проявление Золотинка. ПРП сложено рассланцованными алевролитами и песчаниками ульдугичинской свиты триасового(?) возраста. Интрузивные образования представлены дайками гранит-порфиоров (K_1) и спессартитов (K_2). Запад-

ный фланг поля осложнен вулканоструктурой, ограниченной кольцевыми разрывными нарушениями, к которой тяготеют точки минерализации мышьяка, сурьмы, серебра, а в шлиховых пробах отмечаются золото, галенит, киноварь. В зонах надвигов близширотного—северо-восточного простирания породы брекчированы, рассланцованы, сульфидизированы и окварцованы. Авторами записки в пределах ПРП в полосе протяженностью до 15 км при ширине до 3 км локализованы четыре зоны жильного, прожилкового и метасоматического окварцевания, сульфидизации мощностью от первых метров до сотен метров и протяженностью до 2 км. Содежания золота в зонах — от 1 до 38,65 г/т, серебра — до 100 г/т и более. Оруденение отнесено к золото-сульфидно-кварцевой формации.

При прогнозной оценке Золотинкинского ПРП авторами был применен метод прямого расчета. При средней протяженности рудных тел 1,8 км, средней мощности 7 м (по маршрутным пересечениям и наблюдениям в коренных обнажениях и горных выработках), принятой глубине оруденения 300 м, средней плотности руд 2,5 г/см³, среднем содержании золота 9,7 г/т, с учетом количества рудных тел (четыре) и коэффициента достоверности прогноза, принятого равным 0,6, ресурсы золота категории P₃ составили

$$Q = 0,6 \times 1800 \times 7 \times 300 \times 2,5 \times 9,7 \times 4 / 1\,000\,000 = 220 \text{ т.}$$

В пределах Золотинкинского ПРП рекомендуется проведение поисковых работ масштаба 1 : 50 000 (240 км²) и масштаба 1 : 10 000 (45 км²) с комплексом геофизических исследований.

УМЛЕКАНО-ОГОДЖИНСКАЯ ВОЛЬФРАМОВО-МЕДНО-СЕРЕБРО-ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА (8 Au,Ag,Cu,W/MZ)

Минерагеническая зона занимает юго-восточную часть территории. Она простирается от устья Ольдоя до восточной границы листа и уходит далее на восток за его пределы. Пространственно она совпадает с Зейско-Амурской ВПЗ. Магматические образования представлены позднеюрскими плутонами субщелочных гранитов (магдагачинский комплекс), раннемеловыми интрузиями гранодиорит-гранитовой формации (верхнеамурский комплекс), габбро-гранодиорит-гранитовой формации (буриндинский комплекс), образованиями талданского андезитового и керакского андезит-дацитового вулканических комплексов, позднемеловой трахибазальт-трахириолитовой формацией вулканитов. Оруденение тесно связано с меловым магматизмом крупных очаговых структур, выделяющихся локальными гравитационными минимумами и понижениями поля на общем фоне регионального гравитационного максимума. Рудогенерирующими в той или иной степени являются все перечисленные комплексы пород. Наиболее продуктивная россыпная и рудная золотоносность связана с массивами магдагачинского, верхнеамурского и буриндинского комплексов, обрамляющими Гонжинский выступ докембрийского фундамента. Золоторудные проявления тяготеют к приконтактовым зонам массивов. На контактах гранитов с карбонатными породами отмечаются золотоносные скарны.

Структурно рудогенные интрузивы перечисленных формаций контролируются Олекма-Ольдойско-Буриндинским и Магдагачинским глубинными разломами северо-западного простирания. Вулканоструктуры сформированы в основном в периферической части Гонжинского выступа в зонах разломов северо-восточной ориентировки (Осежинского, Бекетского и др.).

Вся площадь зоны на территории листа относится к Гонжинскому медно-серебро-золоторудному району.

Гонжинский медно-серебро-золоторудный район (8.1 Au,Ag,Cu)

Широкое развитие в пределах района мезозойских рудогенных комплексов обусловило насыщенность его рудными объектами. Подавляющее большинство из них – золоторудные. Многочисленны проявления и пункты минерализации золота, известно неразведанное Буриндинское месторождение, на сопредельной с востока площади в пределах района отрабатывается крупное Покровское золоторудное месторождение. Золотоносные россыпи распространены ограниченно и, как правило, отличаются невысокой продуктивностью. В северной части района в бассейне р. Игак известны проявления молибден-медно-порфировой формации, связанные предположительно с буриндинским комплексом. В бассейне р. Чалая в надынтрузивной зоне предполагаемого на глубине массива верхнеамурского(?) комплекса находятся проявления вольфрама. В вулканитах выявлены проявления алунитов, цеолитов, поделочных камней.

В составе района на территории листа выделяются с запада на восток Инимский и Осежинский серебро-золоторудные потенциальные узлы, Талданский медно-серебро-золоторудный узел, Бургали-Невенский золоторудный, Игакский медно-серебро-золоторудный, Чаловско-Бекетский вольфраморудный, Талали-Кутичинский серебро-золоторудный, Магдагачинский золоторудный потенциальные узлы и Улунгинский медно-серебро-золоторудный узел.

Инимский потенциальный серебро-золоторудный узел (8.1.1 Au,Ag)

Узел находится на западе рудного района. В его строении принимают участие позднеархейские метаморфические породы Инимского выступа докембрийского фундамента и обрамляющие его терригенные комплексы Верхнеамурского прогиба. В южной части узла находится ВТС, сложенная трахиандезитобазальтами, риолитами, вулканогенно-осадочными породами позднемелового галькинского комплекса, с фундаментом осадочных пород юрского возраста. На остальной части площади широко развиты разновозрастные (от поздней юры до позднего мела) дайки гранит-порфиоров, гранодиорит-порфиоров, риолитов.

Узел контролируется мощной зоной нарушений Неверского разлома северо-восточного простирания. На западе его пересекает разлом меридионального направления. В геохимическом поле узел выражен контрастными аномалиями свинца, серебра и вольфрама, слабоконтрастными – меди, золота и молибдена.

Рудные тела с галенитовой и галенит-сфалеритовой минерализацией приурочены к тектоническим нарушениям северо-восточного и субмеридионального простираения. Эти разломы контролируют размещение проявлений и пунктов минерализации с серебряно-полиметаллическим оруденением кварцево-жильного типа гидротермально-плутоногенного генезиса. Объекты не представляют практического интереса вследствие незначительных прогнозных ресурсов, малой мощности и протяженности рудных тел, а также неперспективности кварцево-жильного типа на полиметаллическое оруденение.

Признаки золотого оруденения в основном сосредоточены на западе узла (IV-4-9, 14). Золотоносны зоны брекчирования, рассланцевания с сульфидной минерализацией, сопровождаемые изменениями пропилитового и аргиллизитового типов в терригенных породах вдоль разломов субширотной и субмеридиональной ориентировки. В золотоносных образованиях отмечаются повышенные содержания ртути, сурьмы и висмута. Объекты слабо изучены, их перспективы неясны.

Прогнозные ресурсы золота категории P_2 составляют 12,6 т, серебра ($P_2 + P_3$) – 167 т [450, 454].

Осежинский потенциальный серебро-золоторудный узел (8.1.2 Au,Ag)

Узел расположен в верховьях р. Осежина на пересечении Олекма-Ольдойско-Буриндинской зоны глубинных разломов северо-западного простираения тектоническими нарушениями северо-восточной ориентировки. На востоке узла находится массив субшелочных гранитов магдагачинского комплекса. В юго-западной части узла отмечается ВТС, сложенная образованиями галькинского трахибазальт-трахириолитового комплекса.

По наличию признаков золото-сульфидно-кварцевого и золото-серебряного оруденения узел является полиформационным и полихронным. С постмагматическими гидротермальными процессами, завершающими становление интрузий магдагачинского комплекса, связана золоторудная минерализация узла. К выходам гранитоидов комплекса приурочены золотоносные россыпи, в экзоконтакте интрузии находится проявление золота Тупарковское (IV-5-38) кварцево-жильного типа. Его перспективы невелики.

С образованиями галькинского комплекса связано золото-серебряное проявление Осежинское (IV-5-36). Опробованные с поверхности рудные тела, сложенные брекчиями с кварцевым цементом, характеризуются невысокими содержаниями золота, но существуют перспективы выявления промышленного оруденения на глубине.

Ресурсы золота Осежинского узла оценены по категории P_3 в количестве 40 т, серебра – 2000 т [493, 632].

Талданский медно-серебро-золоторудный узел (8.1.3 Au,Ag,Cu)

Рудный узел располагается в междуречье Буринда–Керак. Соответствует крупной вулcano-плутонической очаговой структуре, образованной гипа-

биссальными интрузиями диоритов, гранодиоритов и гранодиорит-порфиров верхнеамурского и буриндинского комплексов, покровными и субвулканическим фациями раннемеловых вулканитов среднего и кислого состава. В гравитационном поле структура выражена обширным минимумом.

В пределах очаговой структуры широко проявлена гидротермальная переработка пород. В долинах ручьев известны мелкие небогатые россыпи. На юге и в центре узла выявлены серебро-золоторудное Буриндинское месторождение (IV-5-31), проявления и пункты минерализации золота и серебра. Рудное поле Буриндинского месторождения вытянуто в меридиональном направлении и приурочено к грабену, выполненному вулканогенными образованиями. Месторождение представлено серией адуляр-карбонатно-кварцевых жил и прожилков с золотым и серебряным оруденением среди пропилизированных и пиритизированных вулканитов. Содержание золота – от первых г/т до 26,3 г/т. Буровые работы по оценке глубоких горизонтов [459] показали незначительное распространение оруденения на глубину. Промышленное значение Буриндинское месторождение может иметь при совместной эксплуатации с Покровским золоторудным месторождением (лист N-52).

Ресурсы золота узла оценены по категории P_1 в количестве 6,2 т (Буриндинское месторождение) [621], P_2 – 30 т (Буриндинское рудное поле) [493], P_3 – 88 т [566]. Утверждены ЦНИГРИ на 1.01.2003 г. 5 т золота категории P_1 по Буриндинскому месторождению. Ресурсы серебра РУ составляют 38 т категории P_1 ; 100 т категории P_2 ; 350 т категории P_3 [493, 566, 621].

На площади узла широко развиты малые интрузии гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, диорит-порфиритов, риодацитов, дацитов талданского, керакского и буриндинского комплексов. Среди них установлены мелкие штоки, охваченные объемными гидротермальными изменениями, относимыми к пропилизитам, березитам, аргиллизитам. Измененные породы характеризуются аномальными содержаниями золота, молибдена, свинца, меди, серебра (IV-5-14, 32). Сульфидная минерализация представлена пиритом, арсенопиритом, молибденитом. Все объекты практически не изучены. Учитывая благоприятную общую геологическую ситуацию, региональную металлогеническую специализацию на медь, слабую эродированность вулcano-плутонической структуры, Талданский РУ представляется перспективным на порфировое золото-медное оруденение.

В центральной части узла известно Буриндинское (Алунитовое) проявление алунитов (IV-6-45) среди дацитов и дациандезитов керакской свиты, метасоматически преобразованных до вторичных кварцитов. Среднее содержание алунита в залежах алунитовых кварцитов 33,9 %. Ресурсы алунита – 75,3 млн т (P_2) [553].

Бургали-Невенский потенциальный золоторудный узел (8.1.4 Au)

Узел располагается в междуречье Осежина–Буринда в нижнем течении рек на пересечении трех разнонаправленных систем глубинных разломов: взбросовой структуры Олекма-Ольдойско-Буриндинского разлома северо-западного простирания, Осежинского и Гонжинского разломов северо-во-

сточной ориентировки и широтного Ямнинского разлома. Основная роль в рудогенезе площади принадлежит крупной трещинной интрузии субщелочных гранитов позднеюрского магдагачинского комплекса. Кровля plutона полого погружается в северо-западном и юго-восточном направлениях. К экзо- и эндоконтактам интрузии приурочены проявления, пункты минерализации золота и золотоносные россыпи. На востоке и северо-западе узла расположены ВТС, образованные вулканитами талданского и галькинского комплексов.

Проявления центральной части узла (IV-5-50, 63) представлены золотоносными кварцевыми жилами во вмещающих гранитах и ороговикованных юрских отложениях. Наличие здесь многочисленных россыпей золота характеризует, возможно, значительный эрозионный срез рудных тел. Вместе с тем, присутствие в современном аллювии неокатанных обломков кварца с прожилками золота свидетельствует о наличии золото-кварцевых жил со значительными содержаниями металла. Ожидается выявление мелких месторождений кварцево-жильного типа с богатыми по содержанию рудами. Юго-восточная часть узла выражена в геохимическом поле локальными литохимическими ореолами золота, серебра, мышьяка. Россыпепроявления золота берут начало с покрова вулканитов галькинской свиты. Возможно выявление малых месторождений золото-серебряной формации. Существуют перспективы выявления промышленного золотого оруденения на северо-западе узла в приустьевой части р. Невен. Здесь в надынтрузивной зоне интрузии магдагачинского комплекса возможно выявление небольших по параметрам скрытых рудных тел кварцево-жильного типа с высокими содержаниями золота.

Прогнозные ресурсы золота узла категорий $P_2 + P_3$ составляют 50 т [454, 566].

Игакский потенциальный медно-серебро-золоторудный узел (8.1.5 Au, Ag, Cu)

Узел охватывает бассейны рек Тында, Игак, Ирмакиткан. Его границы определяются раннемеловой полициклической магматической структурой, сложенной гранитоидами верхнеамурского и буриндинского комплексов, вулканитами талданской и керакской свит и телами комагматических субвулканических диорит-порфиритов. Субширотный Неверский разлом делит очаговую структуру на два блока. Юго-западный блок приподнят и более эродирован, северо-восточный менее эродирован и сложен в основном вулканогенными образованиями. В поле силы тяжести узел выражен контрастным минимумом.

Перспективность узла определяется наличием в его пределах проявлений и пунктов минерализации золоторудной скарновой (IV-6-14, 19, 20) и золото-сульфидно-кварцевой (IV-6-21) формаций, россыпей золота. Прогнозируется промышленное молибден-медно-порфировое оруденение. Золото-скарновое оруденение приурочено на юго-западе узла к ксеноблокам карбонатно-терригенных пород девона в массиве гранодиоритов верхнеамурского комплекса. В геохимическом поле эта часть узла отражена кон-

трастной литохимической аномалией золота. Среднее содержание золота в рудных телах невысокое (первые г/т), наряду с ним в магнетит-сфалерит-халькопиритовых, пирит-халькопиритовых рудах отмечаются повышенные концентрации серебра, висмута, меди, молибдена, свинца, цинка, вольфрама. Прогнозируется комплексное месторождение. Рекомендовано проведение оценочных работ – горных и буровых в пределах перспективных рудных тел [359]. Молибденово-медное (с золотом) оруденение выявлено в этой же части узла поисковыми работами масштаба 1 : 10 000 [359]. В экзоконтактах пластовых тел гранодиорит-порфиров буриндинского комплекса вскрыты зоны трещиноватых, окварцованных гранодиоритов верхнеамурского комплекса с вкрапленностью сульфидов и маломощными сульфидно-кварцевыми прожилками. Гранодиориты прорваны дайками гранодиорит-порфиров раннего мела. На проявлении Зона Порфировая (IV-6-26) прогнозируется среднее по масштабам месторождение молибден-медно-порфировой золотосодержащей формации. Рекомендуется проведение оценочных работ в пределах перспективных рудных тел.

По состоянию на 1.01.2003 г. по Игакскому ПРУ (Игакскому РП) были утверждены ресурсы золота в количестве 20 т категории P_2 . В результате проведенных поисковых работ на Игакской перспективной площади [359] ресурсы золота ПРУ категории P_1 составили 3,14 т, категории P_2 – 12,8 т, ресурсы серебра категорий $P_1 + P_2$ – 510 т, меди – 299 тыс. т.

Чаловско-Бекетский потенциальный вольфраморудный узел (8.1.6 W(Cu,Vi))

Узел выделен в пределах Гонжинского выступа докембрийских образований в бассейнах рек Уркан, Бекет и Чалая. Положение узла на пересечении северо-западной системы разрывных нарушений Магдагачинского и Чаловского разломов и северо-восточной – Гонжинского и Бекетского обусловило мелкоблоковое строение территории. К разломам приурочены малые интрузии гранодиоритов и кварцевых диоритов верхнеамурского комплекса.

В гравитационном поле узел выражен контрастным минимумом, фиксирующим нескрытую интрузию гранитоидов верхнеамурского(?) комплекса. По периферии узла, в зонах дугообразных разломов, окаймляющих Гонжинский выступ, докембрийские породы пропилитизированы. В южной части над центром возможной рудно-магматической системы развит ореол березитизации и аргиллизации. Здесь находятся проявления Луговое (IV-6-52) и Бекет (IV-6-48), представленные кварцево-жильными зонами с вольфрамовой, медной и висмутовой минерализацией. Оруденение отнесено к вольфрамовой сульфидно-кварцевой березитовой формации. Предполагается его связь с гранитоидами верхнеамурского комплекса.

Прогнозные ресурсы вольфрама ПРУ категории P_2 составляют 16 тыс. т (проявление Луговое), категории P_3 – 75 тыс. т [493].

Талали-Кутичинский потенциальный серебро-золоторудный узел (8.1.7 Au,Ag)

Узел находится на левобережье р. Буринда. Он расположен на пересечении системы нарушений Бекетского глубинного разлома северо-восточного простирания разломами северо-западного направления, контролирующими размещение крупной интрузии гранодиоритов верхнеамурского комплекса. К разрывным нарушениям северо-восточной ориентировки приурочена вулканическая структура, представленная многочисленными субвулканическими телами риолитов, прорывающими гранитоиды верхнеамурского комплекса и юрские терригенные отложения. В южной и юго-восточной части узла наблюдаются фрагменты покровов эффузивов среднего и кислого состава талданской и керакской свит.

Перспективы южного фланга вулканоструктуры определяются широким распространением продуктов гидротермально-метасоматической деятельности аргиллизитового типа, кварцевых, кварц-адуляровых, кварц-карбонатных жильных тел и прожилковых зон, с которыми связана возможность выявления промышленного оруденения золото-серебряной формации в вулканитах кислого состава керакской свиты нижнего мела. Широко развиты дайкообразные тела эксплозивных брекчий с кварцевым, адуляр-кварцевым цементом и рассеянной сульфидной минерализацией. Помимо выявленных (проявление Ульдугичинское, V-6-1) линейных рудоносных структур не исключена возможность выявления, по аналогии с Покровским золоторудным месторождением (лист N-52), в пределах нижних горизонтов вулканитов субпластовых рудных залежей. Здесь (в пределах Ульдугичинского ПРП) прогнозируются малые—средние по масштабам золоторудные объекты.

Западная часть узла перспективна на выявление промышленного оруденения золото-сульфидно-кварцевой формации в связи с гранитоидами верхнеамурского комплекса. В этой части узла выделено [454] Нижнеталалинское ПРП, в пределах которого фиксируются контрастные аномалии золота, вольфрама, молибдена. Высокопродуктивная россыпь р. Талали (IV-6-77) начинается в эндоконтактной зоне массива гранитоидов. Выявлен пункт минерализации (IV-6-70), представленный золотосодержащими кварц-карбонатными прожилками в катаклазированных осадочных породах юры.

Ресурсы золота Талали-Кутичинского узла составляют 3 т категории P_1 (Ульдугичинское проявление), 12 т категории P_2 (Ульдугичинское ПРП), 24 т категории P_3 (Нижнеталалинское ПРП [441, 454, 493]). Ресурсы категорий P_1 и P_2 по Ульдугичинскому проявлению и ПРП утверждены ЦНИГРИ по состоянию на 1.01.2003 г. Кроме того, утверждены еще 10 т золота по категории P_2 для Талали-Кутичинского РП. Авторами записки ресурсы ПРУ, исключая Ульдугичинское ПРП с одноименным проявлением, отнесены к категории P_3 согласно степени изученности оставшейся части узла на дату утверждения ресурсов.

Магдагачинский потенциальный золоторудный узел (8.1.8 Au)

Узел расположен в верховьях р. Магдагачи. С запада на восток его пересекает Транссибирская железная дорога, на территории узла расположена ж.-д. ст. Магдагачи.

Узел приурочен к грабенообразному блоку, выполненному юрскими терригенными отложениями в надкровельной части массива субщелочных гранитов магдагачинского комплекса поздней юры. Характерны участки расланцевания юрских осадочных образований в зоне нарушений Чаловского разлома северо-западного простирания. В пределах узла сконцентрировано несколько россыпей, в том числе высокопродуктивных, известен пункт минерализации золота (IV-6-58). Литохимическим опробованием делювиальных образований выявлены повышенные концентрации золота, цинка, меди, мышьяка, свинца, молибдена.

Узел перспективен на выявление оруденения золото-сульфидно-кварцевой формации. Ресурсы золота узла оценены по категории P_3 в количестве 24 т [566].

Улунгинский медно-серебро-золоторудный узел (8.1.9 Au,Ag,Cu)

На территории листа находится западная часть узла, охватывающая низовья р. Магдагачи и бассейн р. Дульней. Узел расположен на пересечении разнонаправленных систем разрывных нарушений: Магдагачинского и Чаловского разломов северо-западного простирания, субширотного Ямининского разлома. Магдагачинский разлом контролирует размещение интрузии кварцевых диоритов—гранодиоритов верхнеамурского комплекса. Нарушениями северо-восточной ориентировки массив разбит на серию блоков. В приподнятых блоках обнажены образования докембрийского фундамента, опущенные блоки представляют собой грабенообразные структуры, выполненные вулканитами талданской свиты нижнего мела.

На площади узла выявлены многочисленные проявления и пункты минерализации золота. На сопредельной с востока площади в его пределах находится крупное золоторудное Покровское месторождение, проявление меди медно-порфировой формации. В долинах р. Ольга и ее притоков известны золотоносные россыпи и россыпепроявления.

В пределах рассматриваемой части узла выделяются два участка концентрации золоторудных объектов. В устьевой части р. Дульней установлено оруденение золото-серебряной формации в алунитовых вторичных кварцитах, развитых по вулканитам эструзивной фации талданской свиты нижнего мела (V-6-9). Для оруденения данного типа характерно надрудное положение зон алунитовых вторичных кварцитов и кварц-каолинитовых аргиллизитов. Прогнозируется выявление малого или среднего по масштабам месторождения.

На левом берегу р. Ольга против устья р. Магдагачи золотое оруденение связано с кварцевыми жилами и прожилковыми зонами северо-восточного простирания в отложениях осежинской свиты (V-6-33, 35). Характерны незначительные мощности жил и низкие содержания золота. Вмес-

те с тем, при обработке Куликанской россыпи (V-6-36) в плотике вместе с обломками жильного кварца отмечались неокатанные самородки золота весом 10–30 г (до 90 г). Предполагается, что в долине реки вскрыто продолжение рудной зоны проявлений на более глубоком, обогащенном золотом, горизонте. Прогнозируется выявление линейной рудоносной структуры северо-восточного простирания.

Прогнозные ресурсы золота категории P_2 рассматриваемой части узла составляют 9,2 т (Дульнейское проявление) [406]. Ресурсы золота ПРУ категории P_3 – 42 т, серебра – 165 т [454].

Толбузинский каменноугольный район (0.1 УК/Ј₃)

Район расположен на юго-западе листа, где протягивается по левому берегу р. Амур в виде полосы шириной 10–15 км от устья р. Осежина до низовий р. Ольга. Он выделяется в составе Верхне-Амурского каменноугольного бассейна, совпадающего по площади с одноименным прогибом. Территория района ограничивается площадью распространения угленосных осадочных отложений верхнеюрской толбузинской свиты.

Отложения свиты интенсивно дислоцированы, смяты в складки с углами падения на крыльях от 35 до 65–80°. С разрывными дислокациями связаны многочисленные жилы и дайки, секущие угленосную толщу.

Большая часть каменноугольных пластов и прослоев являются мало-мощными, по простиранию они часто переходят в углистые породы. Количество пластов с промышленной мощностью (0,4–1,5 м, редко до 2 м и более) в наиболее угленасыщенных участках не превышает 8–12. Угли каменные, гумусовые, различной степени метаморфизации – от газовых до тощих, средне-высокосольные, труднообогатимые.

Прогнозные ресурсы наиболее крупного объекта площади – непромышленного Толбузинского месторождения (V-6-30) оценены по категории P_1 в количестве 17,9 млн т [324, 570]. Ресурсы угля категории P_3 составляют 28 млн т (Ольгинская угленосная площадь) [454]. Перспективы района на выявление промышленных месторождений угля невысоки.

АМУРО-ЗЕЙСКИЙ БУРОУГОЛЬНЫЙ БАССЕЙН (9 УБ/Р–N)

Бассейн расположен в основном на сопредельной с востока территории. Его границы совпадают с Амуро-Зейской впадиной, выполненной угленосными осадками амуро-зейской серии. На площади листа фиксируется лишь небольшой участок бассейна, угленосность не выявлена.

Монголо-Забайкальская минерагеническая провинция

Монголо-Забайкальская провинция объединяет минерагенические подразделения западной части Буреинского массива. В пределах площади листа она представлена Аргунской субпровинцией, к которой отнесена тер-

ритория в междуречье Шилки и Аргуни, ограниченная с запада рамкой листа, с востока — Государственной границей РФ с КНР.

Аргунская минерагеническая субпровинция

Аргунская субпровинция богата минерально-сырьевыми ресурсами. С Западно-Становой субпровинцией она граничит по Северо-Туруингрскому разлому Амура-Охотской СНС. СНС разделяет системы блоков с различной геологической историей развития в рифее, венде, кембрии, раннем палеозое, среднем палеозое и нижней юре.

На рассматриваемой части Аргунской субпровинции выделяются следующие минерагенические эпохи:

— кембрийская — магнезит и графит в отложениях карбонат-сланцевой и карбонатной формаций;

— средне-позднеюрская—раннемеловая — ведущая минерагеническая эпоха. Рудные объекты эпохи обнаруживают признаки многоэтапного рудообразования;

— средне-позднеюрский этап: бериллий, олово в связи с пегматитами борщовочного комплекса; золото, вольфрам, медь в связи с гранитоидами шахтаминского комплекса;

— позднеюрский этап — бериллий, тантал, ниобий, олово, флюорит в зонах грейзенизации в связи с гранитоидами кукульбейского комплекса;

— позднеюрский—раннемеловой этап — свинец, цинк, серебро, золото в связи с поясами даек, не выраженных в масштабе карты.

В составе Аргунской субпровинции выделяются две минерагенические зоны: Ундино-Газимурская олово-медно-свинцово-золоторудная и Газимурская олово-свинцово-золото-меднорудная.

УНДИНО-ГАЗИМУРСКАЯ ОЛОВО-МЕДНО-СВИНЦОВО-ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА (10 Au,Pb,Cu,Sn/V-K₁)

Минерагеническая зона на площади листа представлена своим северо-восточным флангом. Она охватывает здесь междуречье Шилки и Аргуни, включая бассейн р. Газимур в ее нижнем течении. В строении зоны принимают участие структуры западной части Буреинского массива, вовлеченные в средней и поздней юре в Восточно-Забайкальское сводовое поднятие. Охвативший их Восточно-Забайкальский мегасвод в позднеюрско-раннемеловое время подвергся рифтогенной деструкции. Зона выделяется разнообразием типов оруденения и высокой концентрацией рудных объектов. В пределах зоны на территории листа распространены магнезитовые и графитовые пункты минерализации осадочно-метаморфогенного генетического типа кембрийской минерагенической эпохи, золоторудные, полиметаллические и другие объекты, которые связаны со средне-позднемезозойскими и позднемезозойскими магматическими формациями.

Ундино-Газимурская МЗ включает Шилка-Газимурский свинцово-золото-магнезитовый рудный район с Кактолгинским магнезитовым и Кучугайским потенциальным свинцово-золоторудным узлами.

Шилка-Газимурский свинцово-золото-магнетитовый рудный район (10.1 mg,Au,Pb)

Рудный район представляет северо-восточное окончание Ундино-Газимурской МЗ. Он занимает междуречье Шилки и Аргуни, включая нижнее течение р. Газимур. Район ограничен с севера Северо-Турунским разломом, с северо-востока — Шилкинским и юго-востока — Будюмканским разломами. На севере и юго-востоке РР развиты метаморфиты урульгинского комплекса раннего протерозоя, прорванные гранитоидами раннепермского удинского и средне-позднеюрского борщовочного комплексов. В центральной части района распространены терригенно-карбонатные породы Аргуно-Газимурского прогиба, который контролирует *Кактолгинский магнетитовый узел* (10.1.1 mg). По периферии отложения прогиба прорваны гранитоидами шахтаминского и кукульбейского комплексов и перекрыты осадками юры—мела в линейных грабенах. В карбонатных горизонтах венд-кембрийских отложений установлены пункты минерализации магнетита (V-1-23, 26, 29), образующие линзовидно-пластовые залежи, а в рассланцованных терригенных породах — графита (V-1-22). На сопредельной с запада территории листа N-50 в пределах узла известны многочисленные проявления магнетита, графита, талька, Тимохинское месторождение магнетита и талька.

Кучугайский потенциальный свинцово-золоторудный узел (10.1.2 Au,Pb)

Узел на территории листа представлен своим северо-восточным окончанием. На прилегающей с запада площади листа N-50 он включает многочисленные проявления, на территории листа N-51 — точки с аномальными содержаниями свинца, цинка и золота, генетически связанные с зонами скарнирования в приконтактных частях интрузий шахтаминского комплекса. Помимо коренного, золото установлено в россыпях и комплексных геохимических ореолах с мышьяком, висмутом, свинцом, цинком.

Прогнозные ресурсы золота Шилка-Газимурского РР в пределах листа N-51 оценены, апробированы НТС ГУПР по Читинской области и учтены по состоянию на 1.01.2003 г. в количестве 100 т категории P₃ [388, 658].

ГАЗИМУРСКАЯ ОЛОВО-СВИНЦОВО-ЗОЛОТО-МЕДНОРУДНАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА (11 Cu,Au,Pb,Sn/V-J₃)

Минерагеническая зона представлена своим северо-восточным окончанием, охватывающим бассейны рек Урюмкан, Будюмкан и правобережье нижнего течения р. Газимур. Северо-западной границей ее является Будюмканская зона разломов, юго-восточной — Уровская.

Зону контролирует Усть-Уровский окраинный прогиб. В его строении принимают участие терригенные, карбонатные и терригенно-карбонатные формации венда и кембрия, перекрытые карбонатно-терригенными осад-

ками девона. В восточной части зоны развиты среднеюрские терригенные отложения Онон-Газимурского наложенного прогиба.

Зона находится в области сочленения Ундино-Газимурского и Приаргунского блоков кристаллического фундамента Буреинского массива, что обуславливает ее высокую мобильность, сложную дизъюнктивную внутреннюю структуру, интенсивную насыщенность интрузиями, в том числе малыми телами и дайками порфировых пород (последние не отражены в масштабе карты).

Зона включает Будюмкано-Култуминский цинково-свинцово-золото-меднорудный и Нижне-Уровский редкометалльно-медно-золоторудный районы.

Будюмкано-Култуминский цинково-свинцово-золото-меднорудный район (11.1 Cu,Au,Pb,Zn)

Район представлен северо-восточным окончанием, охватывающим низовья рек Будюмкан и Урюмкан. В структурном отношении представляет собой приподнятый блок Усть-Уровского прогиба с сохранившимся разрезом терригенной и карбонатной формаций венда и кембрия, частично перекрытых вулканогенно-терригенными породами верхней юры, выполняющими приразломные рифтогенные впадины. Район характеризуется интенсивными проявлениями магматизма позднепалеозойской гранодиорит-гранитовой и мезозойской монзонит-гранитовой формаций. В составе района выделяется Лугоканский свинцово-сурьмяно-золото-меднорудный узел.

Лугоканский свинцово-сурьмяно-золото-меднорудный узел (11.1.1 Cu,Au,Sb,Pb)

На территории листа в низовьях рек Будюмкан и Урюмкан находится восточный фланг РУ. В этой части узла известны пункты минерализации железа и вольфрама скарнового типа, золота. На сопредельной с запада площади в пределах узла распространены также проявления сурьмы и объекты с медно-полиметаллическим оруденением, парагенетически связанным с интрузиями гранитоидов средней—поздней юры. Для большинства левых притоков р. Урюмкан характерны россыпи и россыпепроявления золота (VI-1-20, 28, 30, 37), головки которых приурочены к выходам вендских отложений. Этот фактор в сочетании с приуроченностью литохимических комплексных аномалий меди, свинца—цинка, серебра, мышьяка, золота к отложениям венда может свидетельствовать о наличии стратиформных залежей сульфидных руд с золотом, тем более что для основной части Будюмкано-Култуминского района, расположенной на площади листа N-50, обоснованы высокие перспективы на выявление сульфидных руд «карлинского» типа. Присутствие пунктов минерализации вольфрама (VI-1-18, 23) скарнового типа, более ранних по времени формирования по отношению к золотому оруденению (VI-1-24), свидетельствует о многоактном телескопированном характере оруденения, в том числе и золота.

Узел перспективен на поиски комплексных руд с золотом скарного типа и на выявление золото-сульфидных руд «карлинского» типа.

Нижне-Уровский редкометалльно-медно-золоторудный район (11.2 Au,Cu,R)

Район представлен на изученной территории в междуречье Аргунь—Урюмкан своей северо-восточной частью. РР сложен гранитоидами ундинского комплекса ранней перми с ксеноблоком протерозойских метаморфитов урульгинского метаморфического комплекса, контактирующими на западе по системе Уровско-Газимурского разлома с терригенно-карбонатными и карбонатными формациями венда—кембрия Усть-Уровского прогиба. Уровско-Газимурская система разломов контролирует размещение магматогенной структуры, представленной малыми интрузиями гранитоидов шахтаминского и кукульбейского комплексов. Минерагеническую специализацию района определяют проявления и пункты минерализации золота и меди; в приконтактной части Жигдочинского массива гранитов кукульбейского комплекса в зонах грейзенизации и флюоритизации отмечаются проявления и пункты минерализации бериллия, тантала и ниобия, олова. Отмечаются также проявления флюорита, пункты минерализации свинца, цинка, ртути и графита.

В состав РР включены Лубиинский ртутно-олово-редкометалльный потенциальный и Уровский свинцово-медно-золоторудный узлы.

Лубиинский ртутно-олово-редкометалльный потенциальный рудный узел (11.2.1 R,Sn,Hg)

Узел охватывает междуречье Урюмкана (в нижнем течении) и Аргуни. В пределах узла распространены терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные формации Усть-Уровского прогиба, залегающие на раннепротерозойском кристаллическом фундаменте. Отложения прогиба с резким угловым несогласием перекрываются молассовой формацией юры. Магматический контроль оруденения узла осуществляют массив гранитоидов позднеюрского кукульбейского комплекса и комплекс даек пестрого, преимущественно среднего состава того же возраста. Размещение интрузий контролируется разломами Уровско-Газимурской системы северо-западного простирания.

Минерагеническую специализацию узла определяют проявления и пункты минерализации бериллия (VI-1-41, 42), тантала и ниобия (VI-1-26, 29, 34), олова (VI-1-14, 15, 45) и совмещенные с ними геохимические комплексные аномалии бериллия, олова, висмута, свинца. Значительная часть объектов тяготеет к экзоконтактовым зонам массива и даек, сопровождается грейзенизацией, альбитизацией, мусковитизацией, пиритизацией, фенитизацией, флюоритизацией, окварцеванием. На юго-восточном фланге ПРУ отмечаются пункты минерализации свинца и ртути, совмещенные с ними геохимические аномалии ртути, свинца, мышьяка, сурьмы, россыпепроявления и шлиховые потоки золота.

В пределах узла рекомендуется постановка прогнозно-поисковых работ масштаба 1 : 50 000 на поиски редкометалльного оруденения.

Уровский свинцово-медно-золоторудный узел (11.2.2 Au,Cu,Pb)

Узел расположен в междуречье Аргунь—Жиргода в нижнем течении р. Уров. В пределах узла развиты терригенно-карбонатные отложения девона, смятые в брахискладки северо-западного простирания. Их подстилают карбонатные и песчано-сланцевые формации венда и кембрия со складчатыми структурами северо-восточного простирания. Основание сложено метаморфическими породами гнейсово-кристаллосланцевой формации докембрия, прорванными гранитоидами раннепермского ундинского комплекса. Дайкообразные интрузии габбродиоритов ранней перми и дайки порфировых пород кислого и среднего состава мезозойских рудогенных комплексов контролируются разломами северо-западного простирания Уровско-Газимурской системы.

Пересечение разломов северо-западного простирания Уровско-Газимурской системы и северо-восточного — Уровской создает структурный контроль узла и определяет максимальное проявление позднемезозойского магматизма и гидротермально-метасоматической деятельности.

В пределах узла находятся золоторудное месторождение Кудеинское (Падь Боровая) (VI-1-88) и ряд проявлений и пунктов минерализации золота (VI-1-65, 72, 77, 117 и др.), располагающихся по периметру Усть-Уровского прогиба. Известны многочисленные промышленные и непромышленные россыпи и шлиховые потоки золота, шлиховые ореолы вольфрама, редких земель, цинка, зоны с флюоритом (VI-1-69, 81), графитом (VI-1-95). Узлы сочленения широтных пологих нарушений с разломами северо-западного и меридионального простирания характеризуются широким развитием лестничных жил кварца и оруденелых линзовидно-жилвных зон.

Ряд пунктов минерализации Уровского РУ (Жигдаучинский — VI-1-109 и др.) обладают признаками оруденения золото-сульфидной формации. Вмещающими породами являются переслаивающиеся карбонатные и песчано-сланцевые отложения нижнего кембрия, а также метаморфические образования раннего протерозоя, гранитоиды верхнего палеозоя, которые прорываются мелкими интрузиями гранитоидов шахтаминского комплекса средней—поздней юры. Пункты минерализации представлены зонами березитизации с жилами кварца с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. Рудные зоны размещаются на пересечении разломов северо-восточного и субширотного направлений, сопровождаемых мощными зонами трещиноватости. Совместно с березитами на контактах карбонатных и терригенных пород отмечаются зоны скарнирования, содержащие до 5,2 % меди, 0,66 % цинка, 0,2 г/т золота, 0,11 % мышьяка. Они сопровождаются силификацией с пустотами выщелачивания карбонатных пород. По особенностям перечисленных признаков золоторудные объекты отвечают оруденению типа «карлин», что подтверждает также размещение головок россыпей и шлиховых потоков на контакте терригенно-сланцево-карбонатных толщ с подстилающими кристаллическими породами.

Месторождение Падь Боровая, проявление Гулинское (VI-1-117) и пункты минерализации золота золото-сульфидно-кварцевой формации представлены кварц-сульфидными, кварц-малосульфидными жилами в зонах березитизации и окварцевания вмещающих пород раннепротерозойского урульгинского метаморфического комплекса и раннепермских гранитоидов. Содержание золота в жилах достигает 90 г/т.

По результатам тематических работ [433] в пределах РУ выделена Уровская перспективная площадь с ресурсами золота категории P_2 48 т (Гулинское проявление, золото-сульфидно-кварцевый формационный тип в минерализованных зонах), P_3 – 130 т (золото-сульфидное стратиформное оруденение «карлинского» типа). Ресурсы апробированы и поставлены на учет согласно протоколу № 4 от 1.02.2002 г. НТС КПП по Читинской области. Экономическое обоснование ресурсов Гулинского проявления и Уровской прогнозной площади подтверждено переоценкой по состоянию на 1.01.2003 г. [658], но при апробации в ЦНИГРИ они отклонены. Авторами записки предлагается принять их к учету (восстановить).

Проведенный анализ ретроспективных материалов по Уровской площади показал, что выполненный прогноз не учитывает рудогенерирующую роль многочисленных малых интрузий монзонит-гранодиоритового состава средней–поздней юры шахтаминского комплекса, которые широко распространены на перспективной площади и с которыми в Нижне-Уровском районе на площади листа М-50 связаны золотосодержащие молибденовое порфиоровое (Бугдаинское) и молибден-медно-порфиоровое (Быстринское) месторождения. Эти объекты находятся в распределенном фонде и имеют перспективы промышленного освоения. Они расположены на расстоянии 75–250 км от Уровской перспективной площади в идентичной структурно-тектонической позиции с одинаковым набором рудовмещающих и рудогенерирующих формаций. В региональном плане рассматриваемые месторождения находятся в единой минерагенической зоне, специализированной на медно-порфиоровое оруденение, с уникальным месторождением Монголии Ую-Толгой. Последнее в настоящее время является региональным эталонным объектом медно-порфиоровой золотосодержащей формации.

Для прогноза на медно-порфиоровый тип оруденения Уровской площади авторами выбран метод аналогии с эталонным месторождением Монголии Ую-Толгой. По состоянию на 1.05.2005 г. запасы $C_1 + C_2$ этого месторождения в контурах проектируемых карьеров глубиной до 560 м составили: руды – 1149,2 млн т, меди – 14 583 тыс. т, золота – 552 т при содержаниях в руде категории C_1 : меди – 0,64 %, золота – 1,1 г/т, в руде категории C_2 : меди – 1,33 %, золота – 0,42 г/т. На 100 м месторождения по вертикали приходится 205 млн т руды. Размеры эталонной и прогнозной площадей сопоставимы. Глубина прогноза 400 м. Коэффициент подобия 0,4. Средние содержания меди (0,64 %) и золота (0,42 г/т) соответствуют минимальным средним значениям в блоках с разведанными запасами эталона. По золоту они близки к установленным средним значениям в рудных телах известных пунктов минерализации прогнозной площади. С учетом этих параметров ожидается штокверк с прогнозными ресурсами категории P_3 : руды – 328 млн т, меди – 2000 тыс. т, золота – 150 т. Ожидаемая площадь штокверка при плотности пород 2,5 т/м³ и коэффициенте рудоносности 0,3–0,4

составит 0,8 км². Положительная экономическая оценка прогнозных ресурсов обоснована положительной экономической оценкой как эталона Ую-Толгой, так и местного эталона месторождений штокверкового медно-порфинового геолого-промышленного типа – Бугдаинского месторождения.

Прогнозные ресурсы золота Уровского РУ, с учетом предложений и оценок авторов записки, составят 48 т категории P₂ (Гулинское проявление, золото-сульфидно-кварцевый тип в минерализованных зонах), 130 т категории P₃ (золото-сульфидное стратиформное оруденение «карлинского» типа), 150 т категории P₃ (в объектах медно-порфировой формации). Ресурсы меди (медно-порфиновый тип) – 2000 тыс. т категории P₃.

Уровская перспективная площадь является объектом первой очереди для постановки прогнозно-поисковых работ.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТОРОССЫПНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

Верхнегилюйский золотороссыпной район (0.1)

Основными источниками золота в россыпях Верхнегилюйского района, охватывающего на севере листа бассейны рек Ниж., Сред., Верх. Ларба, Могот и Мал. Гилюй, являются проявления золота Северостановой МЗ кварцево-жильного типа золото-сульфидно-кварцевой формации. Выделяются три золотороссыпных узла – Апсаканский (0.1.1), Лапринский (0.1.2) и Малогилюйский (0.1.3). В пределах Апсаканского золотороссыпного узла находится самый крупный объект золотого оруденения площади – Бамское месторождение. По запасам россыпи района малые и средние, суммарные запасы золота составляют около 10 т. Наиболее крупными являются россыпи рек Апсакан (I-5-5), Сред. Ларба (I-5-23), Верх. Ларба (I-5-32) и Бугарикта (I-6-28). Первая из них отработана, остальные эксплуатируются в настоящее время. Среднее содержание золота на пласт в текущих запасах 360–421 мг/м³, средняя пробность золота по месторождениям варьирует от 650 до 900 [321, 322, 405, 512]. Прогнозные ресурсы золота в россыпях и россыпепроявлениях района составляют в пределах листа 4,11 т по категории P₁; 7,9 т по категории P₂; 6,2 т по категории P₃ [449].

Средненюкжинский золотороссыпной район (0.2)

Средненюкжинский район включает россыпи бассейнов рек Лопча, Уркима, нижнего и среднего течения р. Верх. Ларба, рек Бурпала и Бол. Желтулак. Главными источниками золота в россыпях служат, по-видимому, распространенные в пределах Желтулакской МЗ проявления золото-кварцевой формации. Восточный фланг района приходится на площадь Курбатовского ПРУ с оруденением золото-сульфидно-кварцевой формации. Высокой продуктивностью выделяются Уркиминский (0.2.2) и Желтулакский (0.2.3) золотороссыпные узлы. Здесь расположены одни из самых богатых россыпей территории. За все время эксплуатации из россыпи р. Уркима (II-4-8) добыто около 5 т золота, р. Одолго (с Бол. и Мал. Одол-

го – (II-4-39) – более 2,5 т, р. Онон (II-4-40) – около 7 т, р. Бурпала (II-5-59) – не менее 2 т, р. Бол. Желтулак (II-5-77) – 3300 кг. Остаток запасов на 1.01.2005 г. по россыпи р. Уркума составляет более 6 т, р. Одолго – около 1 т. Среднее содержание золота на пласт в запасах колеблется от 73 до 657 мг/м³. Золото преимущественно мелкое и средней крупности; в россыпях рек Уркума, Бурпала, Онон отмечались самородки весом от первых граммов до 320 г. Пробность золота 826–926 [371, 477, 479]. В настоящее время продолжается отработка россыпей, в том числе и дражным способом. Эльгаканский золотороссыпной узел (0.2.1) наименее изучен, в его пределах известно лишь несколько россыпепроявлений золота. Прогнозные ресурсы золота в россыпях и россыпепроявлениях района составляют 18,6 т по категории P₁; 38,8 т по категории P₂; 6,6 т по категории P₃ [449].

Дамбукинский золотороссыпной район (0.3)

Дамбукинский район представлен своим западным флангом, где россыпи бассейнов рек Бол. Тында, Талга, Желтула и Могоктак объединяются в Могоктак-Талгинский золотороссыпной узел (0.3.1). В состав района входит также небольшой фрагмент Золотогорско-Успенского золотороссыпного узла (0.3.2) у восточной рамки листа с россыпями верховий р. Джуваскит. Источниками золота для россыпей являются проявления золотой минерализации в кварц-полевошпатовых и кварц-сульфидных прожилках золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций. Наиболее крупными являются россыпи рек Бол. Могоктак (II-6-67), Талга (III-6-1) с ее составляющими – Бол. Талгой (III-6-5) и Мал. Талгой (III-6-8), руч. Благовещенский (III-6-14), р. Островная (III-6-52). За все время эксплуатации из этих россыпей добыто несколько тонн золота. Первая из них отработана, остальные эксплуатируются в настоящее время гидравлическим и открытым способами. Пробность золота – от 713 (р. Бол. Могоктак) до 939 (р. Талга). Прогнозные ресурсы золота в россыпях и россыпепроявлениях района в пределах листа составляют 5,34 т по категории P₁; 2,6 т по категории P₂; 2,1 т по категории P₃ [449].

Могочинский золотороссыпной район (0.4)

Могочинский золотороссыпной район представлен на площади листа своей северо-восточной частью. Ньюжинский (0.4.1), Бухта-Черемнинский (0.4.2), Чичаткинский (0.4.3) и Могоча-Амазарский (0.4.4) золотороссыпные узлы включают около 200 россыпей различного ранга, большая часть которых отработана или обрабатывается в настоящее время. Все известные россыпи Могочинского района приурочены к современной речной сети, привязаны к пойменному аллювию. По генезису россыпи аллювиальные, мелкозалегающие, единственная погребенная россыпь известна в долине р. Кудуя (III-1-22). По возрасту россыпи позднеплейстоценовые и современные. Характерна тесная пространственная связь россыпей и коренных проявлений золота. Основными источниками питания россыпей являются рудоносные

штокверковые зоны с золото-сульфидной минерализацией золото-сульфидно-кварцевого формационного типа.

Бухта-Черемнинский россыпной узел включает бассейны рек Бухта и Черемная. Наибольшей продуктивностью характеризуются россыпи Бухты (III-1-35), Черемной (III-1-32), Капура (III-1-49). В начале отработки в 1915 г. содержания золота в Бухтинской россыпи и по притокам Бухты (Глубокой, Павлинке) составляли 20–22 г/м³. Золото преимущественно мелкое (0,5–0,25 мм), хорошоокатанное. Неокатанное и слабоокатанное золото отмечается в россыпях вблизи коренных источников (верховья Черемной, Капура). Пробность золота 840–940.

Нюкжинский золотороссыпной узел охватывает верховья Нюкжи с ее крупными притоками – Амнуннакта, Мичугучи и др. Узел расположен в контуре одноименного потенциального золоторудного узла. Площадь золотороссыпного узла относится к наименее изученным. В его пределах выявлено одно россыпепроявление (III-2-10) и несколько шлиховых потоков золота.

Чичаткинский золотороссыпной узел охватывает бассейны Бол. Чичатки и ее крупных правых притоков – Чичатки, Джапиджака, Деса, Бол. и Мал. Кулей, Солонечной. В бассейне Чичатки золотоносные россыпи были открыты в 1893–1894 гг. в долине р. Солонечная и по ее правому притоку руч. Глубокий, по р. Дес. В настоящее время россыпи узла почти полностью отработаны. Материалы о количестве добытого металла разрозненны или отсутствуют. Вероятная линейная продуктивность россыпей составляла свыше 200 кг/км по крупным водотокам – Солонечной, Бол. и Мал. Кули и около 100–150 кг/км по мелким ключам. Россыпи узла берут начало в пределах Кулинского золоторудного поля и Десинской площади с золото-молибденовой минерализацией. Золото преимущественно мелкое; в истоках россыпей и в россыпи р. Мал. Кули (III-2-59) доля крупного золота достигала 40–60 %. Пробность золота колеблется от 566–777 в долине р. Солонечная (III-2-67) до 899 по россыпи р. Бол. Кули (III-2-67). Среднее содержание золота составляло 500–650 мг/м³ на мощность пласта 1,3–1,7 м.

Могоча-Амазарский золотороссыпной узел охватывает бассейн рек Бол. и Мал. Могоча и левобережье Амазара в среднем течении с его крупными притоками – реками Тавейная, Дадор, Джиллинда, Чадор, Модо, Шуруга. Россыпи известны с 1870 г., большая часть выявлена поисковыми работами горного инженера Шестакова (1871 г.). В настоящее время большинство россыпей отработано, за исключением Ерничного (III-1-105) и Кедрового (III-1-109) месторождений в бассейне р. Бол. Могоча. Россыпи золота формируются за счет золоторудных проявлений Бухтинского и Большемогочинского потенциальных рудных узлов. Отчетливо проявлена приуроченность головок россыпей Могоча-Амазарского узла к системе глубинного рудоконтролирующего Могоча-Сергачинского разлома, протягивающегося вдоль хр. Становик в северо-восточном направлении. Наиболее крупными являются россыпи рек Анахта (III-1-99), Бол. Могоча (Кедровое, III-1-109), Джиллинда (IV-1-30), Дадор (IV-1-40). Среднее содержание золота в них составляло 360–800 (до 1220) мг/м³ на пласт средней мощностью 1–1,5 м, в балансовых запасах Кедровой россыпи – 735 мг/м³, Ерничного месторождения – 880 мг/м³. Пробность золота 760–880.

Прогнозные ресурсы золота в россыпях и россыпепроявлениях района в пределах листа составляют 1,67 т по категории P_1 ; 5,3 т по категории P_2 ; 4,1 т по категории P_3 [388, 658].

Верхнеамурский золотороссыпной район (0.5)

Высокопродуктивны Березитовый (0.5.1), Мадаланский (0.5.3) и Соловьевский (0.5.2) золотороссыпные узлы Верхнеамурского района с россыпями бассейнов рек Уруша, Ольдой, Янкан и Уркан.

В пределах Березитового и Мадаланского узлов интенсивно разрабатываются, в том числе драгами, россыпи рек Хайкта (III-3-36), Бол. Ольдой (III-4-87), Монголи (III-4-73), Коровина (III-4-50), Бол. Мадалан (III-4-144) и др. Наиболее крупные из них известны с XIX—начала XX в. Запасы многих месторождений на 1.01.2005 г. превышают 1 т. Источниками россыпей являются преимущественно проявления золотой минерализации золото-сульфидно-кварцевой формации. На площади Березитового узла находится одноименное месторождение, с рудного поля которого берет начало Хайктинская россыпь. За счет размыва рыхлых неоген-четвертичных отложений Уруша-Ольдойской впадины, содержащих материал переротложенных кор выветривания с золотом, образовались россыпи руч. Зина (IV-3-3), Пионер (IV-3-4), Чучума (IV-3-5) и др.

В Березитовом узле эксплуатируется террасовая россыпь Олинская (III-4-129), приуроченная к первой надпойменной террасе р. Ольдой. В 1990-е годы разведаны и начали эксплуатироваться террасовые (8–15 м) россыпи в бассейне р. Урка (III-2-69).

Большинство россыпей Соловьевского узла берут начало в рудном поле Кировского золоторудного месторождения с оруденением жильного золото-кварц-сульфидного типа. Наиболее крупными из них по сумме добытого и числящегося на балансе металла являются россыпи рек Джалинда (III-5-82), Янкан (III-5-69), Бол. Инагли (III-5-12), Мал. Уркан (III-5-55). Установлены многочисленные участки подпитки золотом россыпей за счет местных коренных источников кварцевожильно-черносланцевого и березитового типов.

В пределах узла известны погребенные россыпи золота в каньонах и карстовых воронках (Нагиминское месторождение — III-5-84, Джалиндинская карстово-аллювиальная россыпь), обладающие значительными запасами. Прогнозируется месторождение золота карстово-погребенных россыпей в хлидолитах с прогнозными ресурсами, по экспертным оценкам авторов, 15 т категории P_3 (см. раздел «Янканский потенциальный марганцево-золото-меднорудный район»).

Игнашинский золотороссыпной узел (0.5.4) характеризуется низкой продуктивностью, в его пределах известны только россыпепроявления золота с прогнозными ресурсами категорий P_1 и P_2 .

Прогнозные ресурсы золота в россыпях и россыпепроявлениях района составляют 20,09 т по категории P_1 ; 26,8 т по категории P_2 ; 21,1 т по категории P_3 [449].

Гонжинский золотороссыпной район (0.6)

Гонжинский золотороссыпной район включает на юго-востоке листа Осежинский (0.6.2) и западные фланги Игакского (0.6.1) и Тыгда-Улунгинского (0.6.3) золотороссыпных узлов, объединяющих россыпи бассейнов рек Осежина, Буринда, среднего течения р. Уркан, низовий р. Ольга. Золотодобыча здесь производится с конца XIX в., большинство богатых россыпей отработано полностью или частично. Источниками золота в россыпях являются многочисленные проявления Умлекано-Огоджинской МЗ вулканогенного, плутоногенного гидротермального и скарнового типов. Дополнительными источниками питания некоторых россыпей служили, вероятно, рыхлые золотоносные образования среднечетвертичного возраста, подстилающие современные аллювиальные образования (россыпь р. Бол. Бургали в нижнем течении (V-5-8) и др.). Наиболее крупными являются россыпи рек Игак (IV-6-25), Орел (IV-6-30), руч. Славянский (IV-6-29), рек Бол. Бургали (V-5-8), Талали (IV-6-77). Первые четыре россыпи эксплуатировались с конца XIX—начала XX в., в настоящее время почти полностью отработаны. Переоценка месторождения р. Бол. Бургали, проведенная в 1992—1996 гг., несмотря на значительные масштабы эксплуатационных работ, показала наличие промышленных концентраций золота практически на всем протяжении долины [568]. Содержание золота на пласт в россыпи р. Бол. Бургали — 446 мг/м³, пробность 827. Запасы золота составляют 70 кг. Россыпь р. Талали разведана в 1995 г. Средняя мощность золотоносного пласта 1 м, содержание золота на пласт 524 мг/м³, пробность 857 [567]. Россыпь отработывается, остаток запасов на 1.01.2005 г. составляет 522 кг.

Прогнозные ресурсы золота в россыпях и россыпепроявлениях района в пределах листа составляют 8,91 т по категории P₁; 11,7 т по категории P₂; 1,8 т по категории P₃ [449].

Холоджикано-Калтагайский золотороссыпной район (0.7)

Холоджикано-Калтагайский золотороссыпной район пространственно совпадает с одноименным золоторудным районом. Здесь золотоносен аллювий почти всех речных долин и останцы эоценовых отложений, играющие роль промежуточных коллекторов. Содержание золота в последних составляет 270—1682 мг/м³ при мощностях пласта 1—9,5 м. Поисковые и добычные работы на россыпное золото в районе документально зафиксированы с 1872 г. Большая часть выявленных поисковыми работами промышленных россыпей отработаны или находятся в стадии обработки.

В пределах Холоджикано-Калтагайского золотороссыпного района наиболее отчетливо установлена связь россыпной золотоносности с конкретными зонами рудовмещающих дислокаций, золоторудными проявлениями. Головки одних из наиболее крупных россыпей золота рассматриваемой площади — Утенинской (IV-2-40), рек Бол. Иличи (IV-2-58), Кавыкта (IV-2-80), Холоджикан (IV-2-109) приурочены к тектоническим структурам север-северо-восточного и субширотного простирания системы Севе-

ро-Тукурингского глубинного разлома, с которыми сопряжены рудные зоны и кварцевые жилы. Россыпи рек Холоджикан, Кавыкта, Бол. Иличи, Доптуган (IV-2-137), Багаджа (IV-2-138), Кадара (IV-2-84), Ковыхта (IV-2-92) берут начало в пределах одноименных рудных полей и проявлений золота золото-сульфидного и золото-сульфидно-кварцевого формационного типов.

Россыпи района преимущественно долинные, аллювиальные, мелко-залегающие, современные. Среднее содержание золота на пласт мощностью 0,5–1,8 м составляло 400–850 мг/м³, в балансовых запасах обрабатывающихся Амазаро-Калтагайского (IV-2-78) и Кадаринского (IV-2-84) месторождений – 770–780 мг/м³. Золото мелкое и очень мелкое, пробность 856–934.

Погребенная пролювиально-аллювиальная россыпь Сухой Лог (IV-2-70) расположена на уровне третьей надпойменной террасы Амазара. Содержание золота на пласт мощностью 1,3 м достигало по выработкам 21 137 мг/м³, в блоках – 7,3 г/м³ (среднее 4,5 г/м³). В настоящее время россыпь отработана. Промышленной золотоносностью обладают аллювиальные отложения четвертой надпойменной террасы р. Амазар (IV-2-81, 85). Содержания золота на пласт мощностью 0,81 и 1,25 м составляют соответственно 547 и 1058 мг/м³. Месторождения законсервированы.

Поисковыми работами на россыпное золото Холоджикано-Калтагайский район охвачен крайне неравномерно. Водотоки западных, юго-восточных и северо-восточных флангов района практически не изучались. Начавшиеся в 1993 г. поисковые работы в бассейне Шилки были свернуты из-за прекращения финансирования геологоразведочных работ. Поисковыми работами совершенно не охвачена площадь Тымагерского потенциального золоторудного узла в южной части района, наиболее перспективная на выявление месторождений россыпного золота по комплексу факторов (узел приурочен к пересечению глубинных рудоконтролирующих разломов северо-восточного и субширотного простирания, в его пределах широко развиты раннемеловые рудоносные интрузии тымагерского комплекса, в составе рудовмещающих геологических формаций выделяются углеродсодержащие терригенные континентальные осадки холоджиканской свиты с сингенетичным золотом). Шлиховое золото установлено во всех левых притоках низовьев Аргуни. В долинах большинства из них отмечаются старательские ямные отработки. Значительный прирост ресурсов золота, кроме того, ожидается за счет опоискования малых водотоков II–III порядка, являющихся поставщиками россыпного золота в крупные золотоносные долины Амазара, Доптугана, Холоджикана, Кадары [388].

Прогнозные ресурсы золота в россыпях и россыпепроявлениях района составляют 0,59 т по категории P₁; 1,2 т по категории P₂; 2,2 т по категории P₃ [388, 658].

Газимурский золотороссыпной район (0.8)

Газимурский золотороссыпной район (площадь листа включает его северо-восточную часть) охватывает бассейны рек Газимур и Урюмкан. В пределах района выделяются Нижне-Газимурский (0.8.1) и Нижне-Урюм-

канский (0.8.2) золотороссыпные узлы. Известен ряд малых россыпей золота, значительная часть которых отработана.

Нижне-Газимурский узел охватывает бассейны Аргуни, Газимура и их наиболее крупных притоков – Чимбураучи, Кулинды, Аркимы (бассейн Аргуни), Заречного Кочугая (бассейн Газимура). Золотоносность левых притоков Аргуни известна с 1885 г. Головки и наиболее богатые участки россыпей узла приурочены к зонам окварцевания, сульфидизации с жилами кварца и кварц-турмалиновых пород, несущим повышенные концентрации золота. Россыпи рек Аркима (V-1-45), Мостовка (V-1-43), Заречный Кочугай (V-1-37) долинные, аллювиальные, мелкозалегающие. Мощность пласта 0,5–0,9 м, среднее содержание золота на пласт достигало 1,3–1,6 г/м³. Россыпи отработаны, вероятно выявление техногенных россыпей [388].

Нижне-Урюмканский узел включает в пределах листа россыпи и россыпепроявления бассейнов рек Урюмкан и Ороча. Известны три промышленные россыпи (VI-1-20, 28, 37), две из которых отработаны полностью, техногенная россыпь р. Лугичи (VI-1-37) законсервирована. Головки россыпей и россыпепроявлений левых притоков Урюмкана (VI-1-20, 28, 30, 37) приурочены к выходам вендских карбонатно-терригенных отложений, являющихся благоприятной средой для формирования проявлений золото-сульфидной формации «карлинского» типа.

Прогнозные ресурсы золота в россыпях и россыпепроявлениях Газимурского района в пределах листа составляют 3,8 т по категории P₂; 1 т по категории P₃ [658].

Приаргунский золотороссыпной район (0.9)

Северо-восточный фланг Приаргунского золотороссыпного района охватывает бассейн р. Уров. Россыпи золота, сгруппированные в Нижне-Уровском золотороссыпном узле (0.9.1), эксплуатируются с конца XIX в. Почти все промышленные россыпи узла отработаны. Из наиболее крупной Кудеинской россыпи (VI-1-85) за все время добыто более 3 т золота.

Основными источниками золота в россыпях являются проявления и пункты минерализации золото-сульфидно-кварцевой формации в кварцевых жилах и минерализованных зонах. Определенную роль в питании россыпей, вероятно, играют минерализованные зоны с кварц-сульфидным оруденением «карлинского» типа, что косвенно подтверждается размещением головок ряда россыпей и шлиховых потоков на контакте терригенно-сланцево-карбонатных толщ с подстилающими кристаллическими породами.

Россыпи узла аллювиальные, долинные, мелкозалегающие. Поисковыми работами установлена золотоносность элювиально-делювиальных образований в бортах долины р. Уров с параметрами, близкими к промышленным. Прогнозные ресурсы золота в россыпях и россыпепроявлениях Приаргунского района в пределах листа составляют 3,2 т по категории P₁; 0,6 т по категории P₂ [658].

Территория листа обладает значительным потенциалом на выявление месторождений золота, меди и платины новых, перспективных геолого-промышленных типов.

В Уровском РУ Газимурской МЗ выделена Уровская перспективная площадь, где наряду с золото-сульфидно-кварцевым оруденением в минерализованных зонах прогнозируются золотосодержащее медно-порфировое штокверковое оруденение и золото-сульфидное стратиформное оруденение «карлинского» типа с суммарными прогнозными ресурсами золота 280 т, меди — 2000 тыс. т категории P_3 . Уровская перспективная площадь является объектом первой очереди для постановки прогнозно-поисковых работ.

Штокверковое и вкрапленное (молибден-)медно-порфировое золото-содержащее оруденение прогнозируется в пределах Игакского ПРУ Умлекано-Огоджинской МЗ. Ресурсы меди Игакского ПРУ категорий $P_1 + P_2$ в объектах этого формационного типа оценены в количестве 280 тыс. т, золота — 10 т. Здесь рекомендуются оценочные работы в пределах выявленных рудных зон.

Значительны перспективы Холоджиканского и Тымагерского ПРУ Шилка-Урканской ПМЗ на золотое оруденение золото-сульфидной формации с прожилково-вкрапленными рудами в углеродизированных минерализованных зонах. Прогнозные ресурсы золота Холоджиканского узла — 15 т категории P_2 ; 65 т категории P_3 ; Тымагерского — 50 т категории P_3 . Ожидается выявление малых—средних месторождений. Площадь Тымагерского узла рекомендована для постановки прогнозно-поисковых работ.

В пределах Янканского ПРР Янкано-Джагдинской МЗ прогнозируется месторождение золота карстово-погребенных россыпей в хлидолитах с прогнозными ресурсами 15 т категории P_3 .

Платиновое оруденение сульфидной медно-никелевой и хромитовой платиносодержащих формаций прогнозируется в связи с расслоенными массивами основных—ультраосновных пород олошкинского комплекса раннего архея и лукиндинского комплекса раннего протерозоя. Ресурсы платины Лукиндинского ПРП категории P_3 в количестве 100 т соответствуют крупному месторождению, рекомендуются поисковые работы. Ресурсы платины Веселкинского ПРП категории P_3 в количестве 25 т отвечают среднему месторождению. В пределах ПРП рекомендуются поисковые работы третьей очереди.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Гидрогеологические условия изучаемой территории довольно разнообразны и зависят от особенностей геологического строения, ландшафтных характеристик и наличия многолетней мерзлоты. Особенности циркуляции и скоплений подземных вод определяются степенью литификации и дислоцированности водовмещающих толщ. Особо следует отметить большую роль многолетней мерзлоты, влияющей на условия питания, циркуляции и разгрузки подземных вод. С учетом характера взаимосвязи подземных вод и многолетнемерзлых пород выделяются надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные воды.

Территория листа расположена в горно-таежной средне- и низкогорной ландшафтной зоне с умеренно холодным континентальным климатом и наличием многолетнемерзлых пород сплошного, прерывистого и островного типов. Отмечается влияние широтной климатической зональности, отображающееся в большом развитии многолетнемерзлых пород вдоль северной рамки листа по сравнению с юго-западной ее частью. Зоны сплошного развития многолетнемерзлых пород присутствуют преимущественно в долинах рек и межгорных котловинах. На водоразделах и склонах возвышенностей южной экспозиции многолетнемерзлые породы пользуются ограниченным распространением. Мощность многолетнемерзлых пород на юге территории составляет в среднем 60–80 м, увеличиваясь к северу до 200 м и более в долинах рек и до 100 м на водоразделах. В речных долинах и распадках, а также в межгорных котловинах мощность мерзлой зоны уменьшается от центральных частей к бортам. Таликовые участки тяготеют к тектоническим разломам в скальных породах и к полям повышенной их обводненности в долинах крупных рек и озерных котловинах. Характерны сезонные и многолетние наледи, бугры пучения, заболоченность, каменные многоугольники и др. Область Восточного Забайкалья относится к зоне многолетнемерзлых пород островного типа, приуроченных главным образом к склонам северной экспозиции, долинам рек, озерным котловинам и другим отрицательным формам рельефа. Для этого района характерны: уменьшение мощности мерзлой зоны в направлении с севера на юг от 60–80 до 30 м; приуроченность криогенных образований (наледей, гидролаколитов, бугров пучения, трещин морозного разрыва) к долинам рек, конусам выноса и основаниям склонов возвышенностей северной экспозиции [54].

Широкое распространение многолетнемерзлых пород на изучаемой территории оказывает существенное влияние на распределение подземных

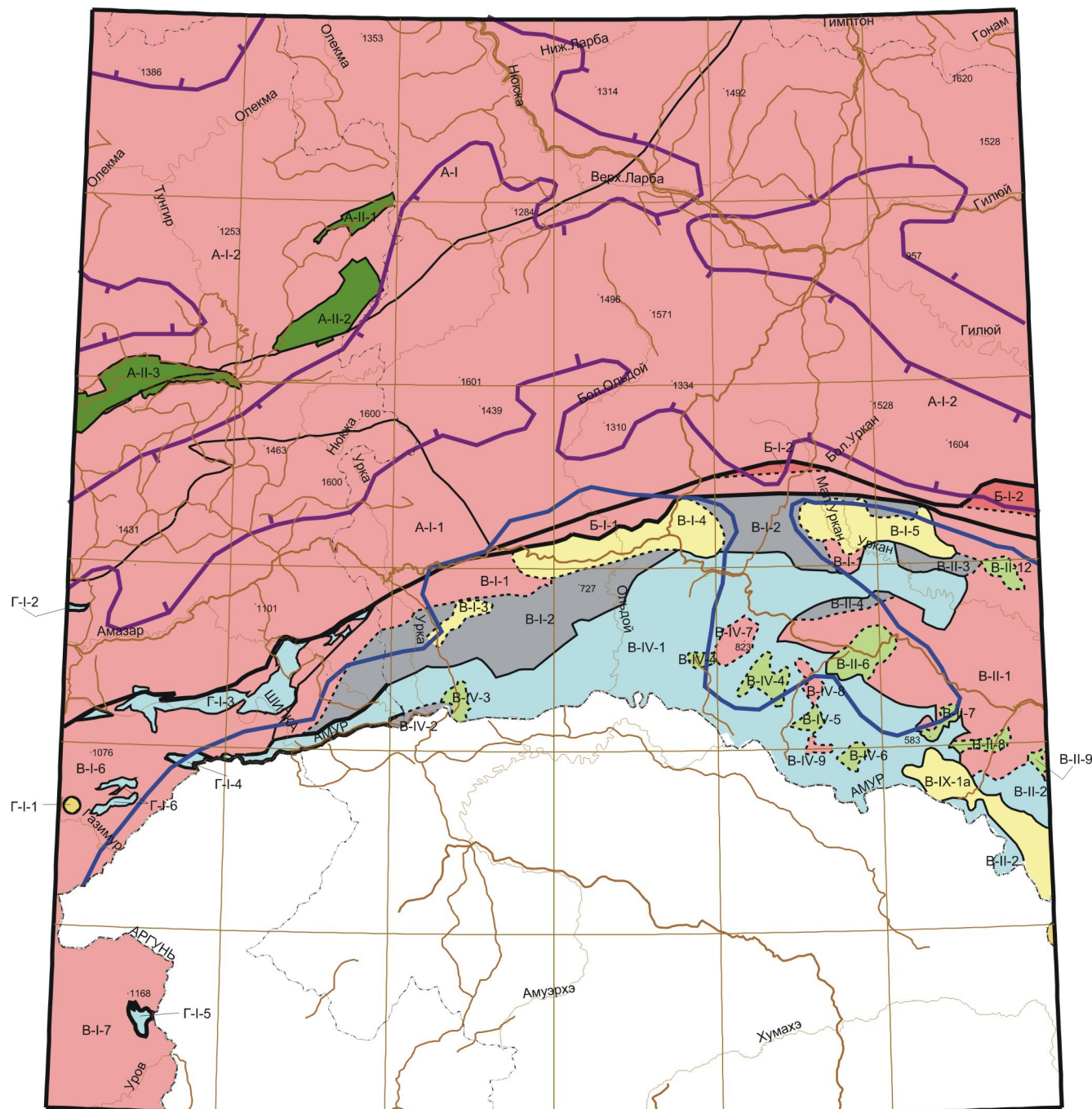


Рис. 5. Схема гидрогеологического районирования и распространения преобладающих типов скоплений подземных вод.
Масштаб 1 : 2 500 000.
Составила С. С. Попова, 2000 г.



1 – порово-пластовые и порово-трещинно-пластовые в рыхлых и слаболитифицированных терригенных отложениях неоген-четвертичного возраста; 2 – пластово-трещинные и трещинно-жильные в терригенных, местами угленосных меловых отложениях; 3 – трещинно-грунтовые и трещинно-жильные в меловых вулканических образованиях; 4 – трещинные зон выветривания, трещинно-пластовые и трещинно-жильные в терригенных отложениях триаса–юры; 5 – трещинные зон выветривания, трещинно-карстовые и трещинно-жильные в терригенно-карбонатных, реже вулканогенных отложениях палеозоя; 6 – трещинные зон выветривания и трещинно-жильные в разновозрастных интрузивных и метаморфических породах; 7 – порово-пластово-трещинные воды в вулканогенных породах палеозоя; 8 – граница распространения сплошной мерзлоты; 9 – южная граница распространения островной мерзлоты.

Структурно-гидрогеологические единицы:

Алдано-Становая гидрогеологическая складчатая область

- A-I Селенгино-Становой гидрогеологический массив
 - A-I-1 Гидрогеологический массив Олекминский Становик
 - A-I-2 Усть-Гилуйский гидрогеологический массив
 - A-I-3 Амазарский гидрогеологический массив
- A-II Адартезианские бассейны
 - A-II-1 Лопчинский
 - A-II-2 Ненюгинский
 - A-II-3 Тунгирский

Амуро-Охотская гидрогеологическая складчатая область

- Б-I Янкано-Джагдинский сложный гидрогеологический массив
 - Б-I-1 Янкано-Джагдинский гидрогеологический массив
 - Б-I-2 Малотындинский адмассив

Аргуно-Мамыно-Туранская гидрогеологическая складчатая область

- В-I Амурский сложный гидрогеологический массив
 - В-I-1 Амурский гидрогеологический массив
 - В-I-2 Ольдойский бассейн трещинно-карстовых вод
 - В-I-3 Инамийский артезианский бассейн
 - В-I-4 Уруша-Ольдойский бассейн пластовых напорных вод
 - В-I-5 Урканский бассейн пластовых напорных вод
 - В-I-6 Борцовский гидрогеологический массив
 - В-I-7 Урюмканский гидрогеологический массив
- В-II Гонжинский сложный гидрогеологический массив
 - В-II-1 Гонжинский гидрогеологический массив
 - В-II-2 Ольгинский адартезианский бассейн
 - В-II-3 Петровский бассейн трещинно-карстовых вод
 - В-II-4 Казанский бассейн трещинно-карстовых вод
 - В-II-6 Талданский вулканогенный бассейн
 - В-II-7 Галькинский вулканогенный бассейн
 - В-II-8 Коврижинский вулканогенный бассейн
 - В-II-9 Иворовский вулканогенный бассейн
 - В-II-12 Яныро-Славянский вулканогенный бассейн

В-IV Верхнеамурский сложный адартезианский бассейн

- В-IV-1 Верхнеамурский адартезианский бассейн
- В-IV-2 Амазар-Уркинский бассейн трещинно-карстовых вод
- В-IV-3 Игнашинский вулканогенный бассейн
- В-IV-4 Осежинский вулканогенный бассейн
- В-IV-5 Невенский вулканогенный бассейн
- В-IV-6 Челбукинский вулканогенный бассейн
- В-IV-7 Инимский гидрогеологический массив
- В-IV-8 Ускалинский гидрогеологический массив
- В-IV-9 Бургалинский гидрогеологический массив

В-IX Амуро-Зейский сложный артезианский бассейн

- В-IX-1 Ушумунский артезианский бассейн
- В-IX-1а Ушумунский артезианский бассейн

Г-I Адартезианские бассейны

- Г-I-1 Аникинский
- Г-I-2 Могочинский
- Г-I-3 Холоджиканский
- Г-I-4 Секачихинский
- Г-I-5 Жиргодинский
- Г-I-6 Нижнегазимурский

вод, глубину их залегания, условия движения, формирование ресурсов, химического состава и т. д. [334].

В пределах листа, в зависимости от литологического состава водовмещающих пород, степени их литификации и дислоцированности, определяющего характер скопления и циркуляции подземных вод, их возраста выделяется девять типов скоплений подземных вод. Ниже дается их краткое описание (рис. 5).

Пластово-поровые в рыхлых неоплейстоценовых и голоценовых отложениях распространены в пределах всех гидрогеологических подразделений территории. Водоносными породами являются пески, галечники, гравелиты, супеси, образующие местами отдельные, относительно выдержанные водоносные горизонты. Во взаимосвязи с многолетнемерзлыми породами выделяются надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные подземные воды различного генезиса (аллювиальных, аллювиально-пролювиальных, делювиальных и др.). Водоносный горизонт в северной и центральной частях территории листа почти полностью проморожен и содержит воды деятельного слоя. Только в долинах крупных рек (Олекма, Тунгир, Нюкжа, Гилой и др.) с широким развитием аллювиальных отложений мощностью от нескольких метров до 40–50 м существуют подрусловые сквозные талики. Здесь из аллювиальных отложений иногда разгружаются источники с дебитами от 0,5 до 2,0 л/с, а скважинами вскрываются напорные воды с максимальными удельными дебитами 1,5–2,0 л/с. Имеются скважины с самоизливающейся водой. Уровни устанавливаются на 1,0–1,2 м выше поверхности земли, а величины напоров достигают 50 м (в долине р. Нерча).

Надмерзлотные воды из аллювиальных отложений характеризуются непостоянством режима и зависимостью от гидрометеорологических условий. Питание их происходит в основном за счет выпадения атмосферных осадков, частично за счет оттаивания верхнего слоя мерзлоты и подтока по таликам меж- и подмерзлотных вод. Водоупором служит верхняя поверхность многолетнемерзлых пород. Области разгрузки надмерзлотных вод приурочены преимущественно к склонам речных долин. Там формируются нисходящие, рассеянные или мигрирующие источники с дебитом 0,01–2,0 л/с или вскрываются скважинами на глубинах 1,5–3 м [142, 191, 273, 280]. Дебит источников надмерзлотных вод непостоянен, зависит от характера водовмещающих отложений и количества выпадающих атмосферных осадков. В период весеннего снеготаяния и летом после обильных дождей дебит наибольший. В долинах крупных рек северной части территории, где в ряде мест проморожена не только вся толща рыхлых отложений, но и часть магматических и метаморфических пород, надмерзлотные воды пользуются наибольшим распространением. Мощность водоносных горизонтов находится в прямой зависимости от глубины оттаивания мерзлых пород. Она составляет в южной части территории до 8–10 м [467], в северной – на безлесных склонах южной экспозиции 5–6 м, в пределах заболоченных участков не более 0,3–0,5 м, на водоразделах – несколько сантиметров, в долинах до 1,5 м [191, 212, 273]. В результате замедленного поверхностного стока происходит заболачивание широких пространств [142, 191, 212, 273, 280]. Болота распространены на северных склонах пологих перевалов и по долинам рек, особенно в пределах впадин (Лопчинской, Ненюгинской, Тунгир-

ской и др.). С надмерзлотными водами связано образование большей части наледей и бугров пучения, т. к. при замерзании деятельного слоя в водоносном горизонте развивается гидродинамический напор, вызывающий вспучивание грунтов и образование трещин. При промерзании водовмещающих отложений воды часто приобретают местный напор. Горизонт надмерзлотных грунтовых вод не имеет существенного значения для целей водоснабжения, не обладает достаточной мощностью и производительностью. Воды часто имеют желтоватый цвет и болотный запах, иногда содержат до 2 мг/дм³ железа и до 1 мг/дм³ аммиака, что связано с загрязнением сточными водами [467]. В северной части территории воды прозрачные, не имеют цвета, почти без запаха, поэтому используются для хозяйственно-питьевых нужд [142, 191, 212, 651]. По химическому составу воды гидрокарбонатные со смешанным катионным составом (преобладает кальций, реже натрий, магний), минерализация 0,04–0,12, реже до 0,3 г/дм³, рН 5,5–7. В незначительных количествах присутствуют сульфат- и хлор-ионы [191, 203, 212].

Межмерзлотные воды имеют ограниченное распространение и чаще всего приурочены к аллювиальным отложениям крупных речных долин. Они связаны с локальными пластообразными таликами внутри мерзлой толщи. Залегают на глубине от 5–10 м в северной части описываемой территории до 100 м и более на юге, иногда имеют связь с над- и подмерзлотными водами, за счет которых пополняются [191, 203, 273, 280]. Воды напорные, хорошего качества, весьма пресные, прозрачные, без вкуса и запаха, но в силу незначительных запасов самостоятельного значения не имеют. Воды гидрокарбонатные со смешанным катионным составом (преобладает кальций, редко натрий и магний). В большинстве случаев минерализация не превышает 0,1–0,3, реже 0,5 г/дм³. Встречаются редкие источники с дебитом до 5 л/с.

Наиболее широко развиты подмерзлотные воды. С севера на юг, вместе с уменьшением мощности мерзлой зоны, отмечается уменьшение глубины залегания кровли водоносных горизонтов. Питание их происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, поверхностных вод, подтока вод коренных пород, разгрузка – по таликам, расположенным гипсометрически ниже областей питания в долины рек и ручьев. Воды являются безнапорными и напорными, разгружаются через восходящие источники с дебитом 0,3–10 л/с, иногда создающие гидролакколиты. Водообильность горизонта неравномерная, вследствие неоднородности состава водовмещающих толщ, изменчивости их фильтрационных свойств и мощности. Подмерзлотные воды хорошего качества, пресные, прозрачные, бесцветные, без вкуса и запаха. По химическим свойствам – гидрокарбонатные, иногда гидрокарбонатнохлоридные со смешанным катионным составом, преобладает кальций, реже натрий и магний. Минерализация вод не превышает 0,1–1 г/дм³, реакция нейтральная – рН = 6,3–7,6. Мощность водоносного горизонта русловых отложений в зависимости от мощности аллювия, наличия мерзлоты и гипсометрического положения изменяется от 3–5 до 10 м, а в долинах рек Амур, Шилка, Аргунь составляет до 20–25 м [467].

Грунтовые воды неоплейстоценовых отложений широко используются в сельской местности при помощи колодцев и мелких скважин. Неглубо-

кое залегание, отсутствие в ряде случаев выдержанной водоупорной кровли, хорошая связь с поверхностными водами делают иногда данный водоносный горизонт подземных вод незащищенным или слабо защищенным с поверхности.

Порово-пластовые и порово-трещинно-пластовые в рыхлых и слабо литифицированных терригенных отложениях неоген-четвертичного возраста присутствуют только в восточной части территории в пределах Урканской, Уруша-Ольдойской и Ушумунской впадин. Отложения представлены песками, галечниками, глинами. Этот водоносный комплекс распространен в пределах развития прерывистой и островной многолетней мерзлоты. Содержит порово-пластовые воды нескольких выдержанных водоносных горизонтов, гидравлически связанных между собой. Глубина залегания вод от 5 до 250 м. Воды этого комплекса преимущественно напорные. Скважины, пройденные в нем, часто самоизливаются. Водообильность значительная. Удельные дебиты от 0,09 до 3,65 л/с. Дебиты источников в большинстве своем не превышают 1 л/с. По химическому составу подземные воды комплекса пресные с минерализацией до 0,2 г/дм³, гидрокарбонатные кальциевые и натриево-кальциевые. Они весьма перспективны для водоснабжения.

Пластово-трещинные и трещинно-жильные в терригенных, местами угленосных меловых отложениях наблюдаются в основном в западной части листа и приурочены к мезозойским впадинам (Нерчинской, Тунгирской, Ненюгинской, и др.). Воды в большинстве впадин подмерзлотные. Вскрываются на глубинах 30–200 м, редко более, и обладают напором. Некоторые скважины фонтанируют с высотой напора до 10–15 м и более выше поверхности земли. Дебиты скважин, пройденных в зонах тектонических нарушений, характеризуются значительными величинами. Например, в Орловской впадине дебиты самоизливающихся скважин доходили до 20–30 л/с, а одной из самоизливающихся скважин в Тунгирской впадине – до 90 л/с. В целом удельные дебиты скважин, вскрывших напорные воды в изученных в гидрогеологическом отношении впадинах, колеблются в широком диапазоне – от 0,04 до 15,3 л/с. Дебиты источников составляют от 0,2 до 10,0 л/с. Минерализация вод обычно не превышает 0,5 г/дм³. В краевых частях впадин состав их гидрокарбонатный магниево-кальциевый, а во внутренних – гидрокарбонатный натриевый. Максимальная минерализация (1,5–3,7 г/дм³) вод этого комплекса установлена в Тунгирской впадине на глубинах 100–175 м [64].

Трещинно-грунтовые и трещинно-жильные в меловых вулканических образованиях Водовмещающая среда представлена слаботрещиноватыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. В зависимости от степени и характера трещиноватости выделяются два типа подземных вод: трещинно-грунтовые, связанные с региональной трещиноватостью, и трещинно-жильные, приуроченные к тектоническим нарушениям. Глубина развития региональной трещиноватости не превышает 30–50 м. В этих условиях формируются трещинно-грунтовые, преимущественно безнапорные воды. Местный напор обуславливается наличием в разрезе суглинистого чехла и многолетнемерзлых пород. Величина напора в этом случае не превышает 10–20 м. Питание трещинно-грунтовых вод атмосферное и за счет поверхностного стока. Разгрузка – в виде родников и в водотоки. Глу-

бина залегания вод на водоразделах не превышает 20–25 м, в днищах долин – 0,5–3,0 м. Водообильность зоны низкая. Дебиты скважин до 0,3 л/с при понижениях более 20–30 м. Преобладают малодебитные родники (до 1,0 л/с). По химическому составу воды гидрокарбонатные магниевые с минерализацией до 0,3 г/дм³. Трещинно-грунтовые воды для водоснабжения не используются [341].

Водоносные горизонты позднемиоценовых вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований приурочены к Игнашинской вулкано-тектонической структуре. По данным гидрогеологического бурения здесь выделяются три водоносных горизонта мощностью 10–20 м на глубине 3,6; 5,4 и 45 м. Дебиты в скважинах изменяются от 0,017 до 2,77 л/с. В зонах разломов они достигают 5,5 л/с. Минерализация 68–123 мг/дм³. В зонах разломов воды часто мутные, с повышенной минерализацией – до 572 мг/дм³. По химическому составу – гидрокарбонатные смешанного состава, с преобладанием кальция.

Минеральные источники пространственно и, по-видимому, генетически связаны с меловыми интрузивными и вулканогенными образованиями. Они приурочены к зонам разрывных нарушений с локальными участками повышенной трещиноватости. Практический интерес представляет минеральный источник на левом борту долины р. Игнашиха, известный как бальнеологический курорт местного значения более 60 лет. Источник каптирован колодцем глубиной до 1 м, из которого выбегает небольшой ручей. В колодце наблюдаются выбросы газов с дебитом 10–20 л/мин. Дебит по самоизливу из колодца около 10 368 л/сут. Вода гидрокарбонатная магниевая, со значительным содержанием железа и незначительной примесью сульфатов и хлоридов. Общая минерализация 1789 мг/дм³, рН – 6,39, температура до 1 °С. Состав газа: СО₂ – 98,1 %, N₂ и газы – 1,9 %. В настоящее время курорт не действует, источник используется местными жителями без медицинского контроля.

Трещинные зон выветривания, пластово-трещинные, порово-трещинно-пластовые и трещинно-жильные в отложениях триаса и юры. Присутствуют в Верхнеамурском прогибе и межгорных впадинах. В Верхнеамурском прогибе водовмещающие породы представлены песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами, дресвяниками, конгломерато-брекчиями, их туфогенными разностями триасового и юрского возраста. В этих отложениях развиты трещинные воды зоны выветривания, пластово-трещинные и трещинно-жильные воды. Обводненность неравномерная. Глубина залегания подземных вод различна и зависит от рельефа местности и наличия многолетней мерзлоты и варьирует от 3 до 150 м. Воды напорные. Удельные дебиты скважин составляют 0,06–1,6 л/с. Дебит источников обычно изменяется от 0,1 до 1 л/с. Источники с дебитами свыше 3 л/с приурочены к зонам тектонических нарушений. В скважине на ст. Сковородино, вскрывшей зону тектонического разлома, дебит достиг 16 л/с. По химическому составу воды этого комплекса в верхних частях разреза (до 150–200 м) гидрокарбонатные, преимущественно кальциевые, с минерализацией до 0,2 г/дм³.

В пределах межгорных впадин распространены терригенные и терригенно-вулканогенные отложения средней юры–нижнего мела. К ним приурочен нижний ярус адартезианских бассейнов. Воды трещинные, пласто-

во-трещинные и порово-трещинно-пластовые. Водовмещающие породы представлены конгломератами, конгломерато-брекчиями, гравелитами, хлидолитами, песчаниками, их туфогенными разностями и эффузивами. Трещины в алевролитах и аргиллитах, как правило, закальматированы вторичными глинистыми образованиями, поэтому эти пласты играют роль относительных водоупоров. Кроме того, водоупором служит верхняя граница многолетней мерзлоты. В зависимости от геологического строения впадин адартезианские бассейны отличаются разной структурой и колебаниями мощности водоносных отложений (от 100 до 2000 м и более), различным количеством и составом водоносных горизонтов. Глубина залегания первого водоносного горизонта составляет от 0 до 80–100 м, вторые и более глубоко залегающие пласты могут быть встречены на глубине до 500–600 м и более. Мощность отдельных пластов от 3–5 до 50–100 м. Характерно уменьшение водоносности с глубиной. На водоразделах местами породы полностью безводны [273]. Воды артезианских бассейнов характеризуются постоянным пьезометрическим уровнем, часто бывают напорными и при вскрытии скважинами нередко фонтанируют, дебит их от 0,5 до 1,5 л/с [191, 273]. Средний дебит источников незначительный и составляет 0,3–0,8 л/с, в зонах разрывных нарушений иногда до 1,5 л/с. Питание водоносного комплекса осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, трещинных, порово-пластовых вод, поглощения поверхностного стока рек, протекающих по впадинам. Обладая более высокими, на общем фоне, фильтрационными свойствами водовмещающих пород, водоносный комплекс среднеюрско-нижнемеловых отложений в силу своего геоморфологического положения дренирует смежные водоносные комплексы. Разгрузка происходит в долины рек и родниками.

По химическому составу описываемые подземные воды артезианских бассейнов являются весьма пресными и пресными, преимущественно гидрокарбонатными, реже гидрокарбонатно-хлоридными, со смешанным катионным составом (преобладают кальций и/или натрий). В отдельных случаях в воде отмечается железо до 0,3 мг/дм³ и кремниевая кислота до 20 мг/дм³. Минерализация 0,2–0,8 г/дм³ [467].

В условиях распространения многолетней мерзлоты долинного типа данный водоносный комплекс в большей степени защищен от загрязнения. Наиболее перспективными для организации водоснабжения являются приречные участки, где существуют благоприятные условия для восполнения эксплуатационных запасов.

Трещинные зон выветривания, трещинно-карстовые и трещинно-жильные в терригенно-карбонатных, реже вулканогенных отложениях палеозоя наблюдаются в нижнем течении р. Амазар, по левобережью рек Амур, Аргунь, в бассейнах рек Газимур, Лубия и Уров, Уруша, Ольдой и др.

Водовмещающие породы представлены известняками, доломитами, известковистыми алевролитами, песчаниками, конгломератами с подчиненными прослоями различных сланцев. Породы трещиноваты в зоне современного выветривания и в зонах разрывных тектонических нарушений. Размер карстовых пустот и полостей может достигать 10–20 м³ и более. Мощность обводненных пород изменяется от 5–30 до 80–150 м. Подземные воды трещинные и карстовые. Питание вод происходит за счет инфильтрации атмос-

ферных осадков и подтока воды из прилегающих и перекрывающих водоносных горизонтов и комплексов. Глубина залегания воды зависит от рельефа и изменяется от 5–10 м в днищах долин и нижних частях склонов до 20–50, редко до 100 м в верхних частях склонов и на водоразделах. Обилие трещин и карстовых каналов обуславливает свободную, а иногда напорную циркуляцию вод. Водообильность по разрезу и по площади крайне неравномерная и тесно связана со степенью трещиноватости и закарстованности пород. Выход вод на дневную поверхность наблюдается в виде заболоченности и источников. Все они восходящие, имеют рассредоточенные выходы, функционируют круглый год, образуя зимой наледи. Дебит источников от 0,05 до 0,1, редко до 0,5 л/с, в закарстованных зонах и разрывных тектонических нарушениях до 1–3,5 л/с в девонских и 10–30 л/с в нижнекембрийских образованиях. Воды пресные и ультрапресные с минерализацией до 0,2–0,3 редко до 0,5–0,6 г/дм³, гидрокарбонатно-кальциевые или гидрокарбонатно-кальциево-магниевого, иногда в зонах разрывных нарушений гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевые, рН = 6,2–7,3. По химическому составу и физическим свойствам воды пригодны для хозяйственно-питьевого водоснабжения, но в зимнее время при отсутствии восполнения запасов, производительность водозаборов может резко сокращаться [467].

Трещинные зон выветривания и трещинно-жильные в разновозрастных интрузивных и метаморфических породах широко распространены в северной части территории листа и в Гонжинском выступе. Изученность этого типа скоплений подземных вод в метаморфических породах низкая [551]. Площади распространения его большей частью находятся в пределах сплошного распространения многолетней мерзлоты и поэтому подземные воды, приуроченные к зоне трещиноватости коры выветривания, представляют собой в основном надмерзлотные воды деятельного слоя. Иногда породы обводнены на локальных участках коры выветривания в таликовых зонах. Здесь глубина залегания подземных вод составляет от нескольких метров до 50–60 м. Дебиты источников, приуроченные к таликовым зонам, от 0,1 до 0,5 л/с, а дебиты единичных скважин (главным образом по трассе БАМ) 1–3,3 л/с при понижениях на 2,6–35 м. С зонами тектонических нарушений связаны трещинно-жильные подмерзлотные воды, разгружающиеся в виде восходящих источников обычно с дебитами 1–1,5 л/с, иногда и больше. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные, смешанные по катионам, с минерализацией 0,02–0,2 г/дм³. Минерализация подмерзлотных вод тектонических разломов повышается до 0,3–0,5 г/дм³ с одновременным увеличением содержаний сульфат-иона.

В разновозрастных интрузивных породах подземные воды приурочены к зонам интенсивной трещиноватости вблизи разломов, обеспечивающих свободную циркуляцию подземных вод. Глубина залегания вод в интрузивных породах от 0 до 100–120 м. В зонах разрывных нарушений трещинные воды встречаются на глубинах до 300 м и более. Наиболее водообильны гранитоидные породы. В большей своей части этот водоносный комплекс заморожен до глубины от нескольких десятков метров в южных районах до 200–300 м в центральных и северных районах и содержит надмерзлотные воды коры выветривания. Подмерзлотные воды развиты в таликовых зонах. Глубина залегания их изменяется от 2 до 80 м и более и зависит главным образом от мощ-

ности многолетнемерзлых пород. Независимо от состава водовмещающих пород, воды этого типа характеризуются одинаковыми условиями питания, циркуляции и разгрузки. Среднегорный рельеф внешней области питания, небольшая мощность рыхлых отложений на водораздельных пространствах и склонах создают благоприятные условия для свободной инфильтрации атмосферных вод в зону трещиноватых пород и определяют направление движения трещинных вод к областям разгрузки (долины рек, межгорные впадины). Разгрузка происходит через восходящие, иногда слабонапорные (фонтанируют в период дождей на 4–5 см) источники. Дебит источников, в значительной мере зависящий от количества атмосферных осадков, резко изменчив и колеблется от 0,03 до 20 л/с [191, 203, 280, 467]. Значительно повышается обводненность интрузивных пород в зонах тектонических нарушений, где дебиты источников повышаются до 2,5–10 л/с. Скважинами, пройденными в зонах тектонических нарушений, вскрываются напорные трещинно-жильные воды. По отдельным скважинам величина напора достигает 150 м. Многие скважины фонтанируют (поселки Ушумун, Гонжа). Дебиты скважин от 0,7 до 5 л/с и более. Так, в долине р. Нылга на глубине 150 м скважиной вскрыты подмерзлотные воды с дебитом при самоизливе до 30 л/с. Надмерзлотные воды комплекса обычно гидрокарбонатные кальциевые, кальций-натриевые и натриевые с минерализацией, обычно не превышающей 0,5 г/дм³, а подмерзлотные – преимущественно гидрокарбонатные натриевые, магний-кальций-, кальций-магний-натриевые, кальций-натрий-магниевые, натрий-, магний- и сульфатно-кальциевые, в зонах разломов гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые с минерализацией до 0,7–1,5 г/дм³ [191, 273, 280]. Воды прозрачные, без цвета и запаха, рН = 6,5–7,5. Минеральные источники наблюдаются вдоль крупных дизъюнктивных нарушений и в узлах их пересечения (бассейны рек Олекма, Лопча, Тунгир, Ненюга, Амазар, Амур, Шилка, Уров, и др.) [191, 203, 212, 273, 467]. В северной части описываемой площади выходы минеральных вод обнаруживаются по гидролакколитам и обширным долго сохраняющимся в летнее время наледям, площади которых могут достигать 0,2–0,8 км². Минерализация вод от 0,5 до 2,5 г/дм³, содержание СО₂ – 264 – 957 мг/дм³. Воды прозрачные, углекислые, умереннокислые и слабокислые (рН 5,3–5,6), гидрокарбонатные со смешанным катионным составом. В зонах, обогащенных сульфидами, в водах содержится сероводород и железо [467]. Из катионов преобладает кальций, реже встречается натрий и магний. Помимо углекислого газа присутствуют гелий, радон, уран, радий и стронций. Трещинные воды горных сооружений обладают значительными ресурсами, рассредоточенными на чрезвычайно широкой площади распространения. Они характеризуются глубокой циркуляцией, постоянным режимом, высоким гидродинамическим напором и повышенной минерализацией. В целом этот тип характеризуется высоким качеством подземных вод, которые могут широко использоваться для водоснабжения.

Порово-пластово-трещинные в вулканогенных породах палеозоя распространены главным образом вдоль зоны сочленения Алдано-Станового щита и Буреинского массива. Для этого типа характерно развитие надмерзлотных трещинных вод зоны выветривания и трещинно-жильных вод в таликах. Эффективная зона трещиноватости прослеживается до глубин 80–100 м. Выходы трещинных зон выветривания обычно приурочены к под-

ножию склонов долин. Водоносность терригенных пород обычно низкая. Дебиты источников составляют 0,1–0,2, реже 1,0–1,5 л/с. Производительность скважин изменяется от 0,1 до 1,0 л/с. В зонах тектонических нарушений дебиты трещинно-жильных вод увеличиваются до 10–12 л/с. Высокой обводненностью обладают закарстованные карбонатные породы. Дебиты источников из них от 1 до 10 л/с. По химическому составу воды данного водоносного комплекса преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, минерализация от 0,05 до 0,4 г/дм³.

В соответствии с геолого-структурным районированием и характером преобладающих типов скопления подземных вод в пределах рассматриваемой территории выделяются три крупные гидрогеологические складчатые области: Алдано-Становая, Амуру-Охотская и Аргуно-Мамыно-Туранская [626].

Алдано-Становая гидрогеологическая складчатая область занимает большую часть территории. Она представлена Селенгино-Становым сложным гидрогеологическим массивом, который включает систему гидрогеологических массивов: Олекминский Становик, Усть-Гилуйский и Амазарский. Менее развиты наложенные адартезианские бассейны и немногочисленные наложенные вулканогенные супербассейны.

Гидрогеологические массивы представляют собой систему бассейнов трещинных вод, приуроченных к горным сооружениям и небольшим возвышенностям, что предопределяет роль гидрогеологических массивов как областей регионального питания и транзита, а межгорных впадин и крупных речных долин — как областей аккумуляции и разгрузки подземных вод. Основным источником питания трещинных вод являются атмосферные осадки. Сглаженные формы рельефа способствуют накоплению относительно мощного снежного покрова, а широкое развитие склоновых отложений — свободной инфильтрации атмосферных и поверхностных вод. Наибольшее развитие в этих структурах получили бассейны стока трещинных и трещинно-жильных вод разновозрастных терригенных, эффузивных, метаморфических и интрузивных пород с подчиненным значением трещинно-карстовых вод.

В гидрогеологических массивах наиболее широко распространены воды зон трещиноватости кристаллических пород раннего докембрия и разновозрастных интрузивных пород. В них в пределах среднегорья со сплошным и прерывистым распространением многолетней мерзлоты мощностью до 100–300 м содержатся воды деятельного слоя в долинах рек. Источники, разгружающиеся из таликовых зон, характеризуются дебитами от 0,1 до 0,5 л/с. Подмерзлотные трещинные и жильные воды приурочены к зонам тектонических нарушений и к зонам подмерзлотной криогенной трещиноватости. Подмерзлотные воды обычно напорные и вскрываются скважинами на глубинах 50–200 м. Скважины часто самоизливаются с дебитами до 1–5 л/с, редко более. С зонами тектонических нарушений связаны источники пресных вод с дебитами до 1–4 л/с и более и выходы минеральных холодных углекислых и радоновых вод.

Адартезианские бассейны приурочены к одноименным впадинам: Лопчинской, Ненюгинской и Тунгирской. Нередко большую часть впадин занимают речные долины. В верхних частях бассейнов распространены порово-пластовые типы скоплений подземных вод в рыхлых четвертичных отложениях, а в нижних — пластово-трещинные и трещинно-жильные воды

терригенных меловых отложений. В большинстве своем это напорные подмерзлотные воды со значительными эксплуатационными ресурсами, пригодные по своему качеству для целей водоснабжения. Большинство адартезианских бассейнов ограничено разломами, к которым приурочены выходы холодных углекислых минеральных вод, часто радоновых.

Вулканогенные бассейны тяготеют к немногочисленным впадинам с развитием в верхних частях скоплений вод в зонах трещиноватости пермских и меловых вулканогенных отложений. В них под мерзлотой находятся трещинно-покрововые и трещинно-жильные подземные воды. Почти повсеместно в долинах крупных рек Становой области распространен водоносный комплекс рыхлых аллювиальных отложений с порово-пластовыми водами подрусловых таликов.

Амуро-Охотская гидрогеологическая складчатая область представлена Янкано-Джагдинским гидрогеологическим массивом с водами зон трещиноватости дислоцированных терригенных и терригенно-карбонатных пород палеозоя и Малотындинским адмассивом с различными типами скоплений подземных вод в юрских морских и терригенных и неоген-четвертичных рыхлых отложениях.

Аргуно-Мамыно-Туранская гидрогеологическая складчатая область представлена Амурским и Гонжинским сложными гидрогеологическими массивами, Верхнеамурским сложным адартезианским бассейном и фрагментом Амуро-Зейского сложного артезианского бассейна. Амурский сложный гидрогеологический массив включает одноименный гидрогеологический массив и бассейны различного типа. Амурский гидрогеологический массив характеризуется распространением различных типов скоплений подземных вод в зонах трещиноватости дислоцированных палеозойских отложений. Ольдойский бассейн трещинно-карстовых вод сформирован на территории развития терригенных и терригенно-карбонатных пород палеозоя, преимущественно девона. В закарстованных известняках встречаются источники с дебитами до 25 л/с. Инамийский артезианский бассейн охватывает небольшую безмянную межгорную впадину и характеризуется распространением водоносного комплекса рыхлых аллювиальных отложений с порово-пластовыми водами подрусловых таликов. В Уруша-Ольдойском и Урканском бассейнах пластовых напорных вод распространен водоносный комплекс плиоцен-раннечетвертичных слабосцементированных отложений с порово-пластовыми водами. Бассейны характеризуются значительными прогнозными эксплуатационными ресурсами. В Борщовском и Урюмканском гидрогеологических массивах присутствуют воды трещинных зон выветривания и трещинно-жильные в разновозрастных интрузивных и метаморфических породах. Гонжинский сложный гидрогеологический массив включает одноименный гидрогеологический массив, Ольгинский адартезианский бассейн, Петровский и Казанский бассейны трещинно-карстовых вод, Талданский, Галькинский, Коврижский, Иворовский и Яныро-Славянский вулканогенные бассейны. В гидрогеологическом массиве, сложенном дислоцированными метаморфитами архея и разновозрастными интрузивными породами, содержатся трещинные воды коры выветривания, которые в районах сплошного и прерывистого распространения многолетней мерзлоты заморожены. В массиве и бассейнах кроме трещинных вод коры выветривания развиты трещинно-жильные

воды зон тектонических нарушений. Последние, будучи приурочены к долинам рек, часто играют существенную роль в питании водоносного комплекса аллювиальных отложений. В районах сплошного и прерывистого распространения многолетней мерзлоты трещинно-жильные воды являются подмерзлотными и разгружаются по зонам сквозных таликов в основном в долинах рек и ручьев, образуя наледи.

В западной части Аргуно-Мамыно-Туранской гидрогеологической складчатой области к юрско-меловым впадинам приурочено несколько адбассейнов (Аникинский, Могочинский, Холоджиканский, Секачинский, Жиргодинский, Нижнегазимурский и др.) такого же типа, как и в Алдано-Становой области. В них распространен водоносный комплекс четвертичных отложений с порово-пластовыми водами в верхней части разреза и водоносный комплекс терригенных юрско-меловых отложений с пластово-трещинными и трещинно-жильными водами. По периферии некоторых из этих адбассейнов по зонам разломов разгружаются минеральные холодные углекислые источники.

Верхнеамурский сложный адартезианский бассейн включает одноименный адартезианский бассейн, Амазар-Уркинский бассейн трещинно-карстовых вод, Инимский, Бургалинский и Ускалинский гидрогеологические массивы, Игнашинский, Осежинский, Невенский и Челбукинский вулканогенные бассейны. Верхнеамурский адартезианский бассейн приурочен к одноименному прогибу. В нем в терригенных морских отложениях юры преобладают пластово-трещинные и трещинно-пластовые подземные воды. Наибольшей водообильностью характеризуются зоны тектонических нарушений. К ним же приурочены и выходы минеральных холодных источников. Амазар-Уркинский бассейн трещинно-карстовых вод выделен в пределах узкого тектонического блока, расположенного в низовьях Урки и сложенного породами девона. Гидрогеологические массивы характеризуются распространением водоносных комплексов зон трещиноватости дислоцированных докембрийских отложений. Вулканогенные бассейны характеризуются развитием трещинных и трещинно-жильных вод.

Режим подземных вод гидрогеологических структур рассматриваемой территории определяется главным образом климатическими и геокриологическими условиями. Поскольку большая часть территории находится в условиях расчлененного рельефа, сплошного и прерывистого распространения многолетней мерзлоты, то преобладающая часть выпадающих атмосферных осадков уходит на поверхностный сток. Питание и последующая разгрузка подмерзлотных вод осуществляется по зонам тектонических нарушений. Мерзлота, являясь водоупором, способствует созданию условий для накопления напорных подмерзлотных вод, которые могут разгружаться по таликовым зонам, часто образуя наледи. Поэтому в гидрогеологических массивах и адмассивах поиски подземных вод должны быть ориентированы на выявление водоносных зон сквозных таликов, приуроченных к тектоническим нарушениям, как наиболее водообильным и характеризующимся устойчивым режимом. Именно в них сосредоточены основные ресурсы подземных вод. Показателями разгрузки подмерзлотных вод в этих районах могут служить наледи.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Район принадлежит к ландшафтной зоне горно-таежных лесов, где выделяются пять типов ландшафтов: таежное расчлененное среднегорье, таежное слаборасчлененное низкогорье, пологохолмистые ландшафты впадин, интразональные и техногенные ландшафты.

Основные экологические проблемы связаны с эксплуатацией существующих и строительством новых транспортных магистралей, добычей полезных ископаемых, лесозаготовительными работами, строительством населенных пунктов и промышленных предприятий, в результате чего формируются техногенные ландшафты: дорожно-транспортные, горнодобывающие, лесотехнические и селитебные. При производстве геологоразведочных работ и добыче полезных ископаемых возникают следующие экологические проблемы: нарушение земель и перемещение большой массы горных пород, уничтожение растительности и почвенного слоя, накопление отходов горного производства, загрязнение водных объектов и атмосферного воздуха. Особую проблему создает значительный рост количества субъектов золотодобычи, что привело к резкому ухудшению качественного состава специалистов по ведению горных пород и ослаблению контроля за ведением работ в соответствии с природоохранными нормами.

Природные неблагоприятные факторы обусловлены климатическими и ландшафтными особенностями. Главная роль принадлежит мерзлотным процессам, с которыми связаны явления термокарста, пучения грунтов, образования морозобойных трещин, приводящие к деформации и частичному разрушению дорог, жилых и производственных построек в городах и поселках. В долинах крупных водотоков проявлены процессы боковой речной эрозии. В условиях средне- и низкогорья развиты процессы механического выветривания с образованием останцов и осыпей.

Геохимические и гидрохимические аномалии подразделены на природные и техногенные. 80 % установленных аномалий – природные. Оценка уровня накопления химических элементов и органических веществ сделана по величине суммарного загрязнения [420]. Для расчета коэффициентов концентраций использованы предельно допустимые концентрации и значения местного фона, рассчитанные Геохимической партией ФГУП «Амургеология» для геохимических ландшафтов.

Природные аномалии не опасны. Техногенные лито-, гидрохимические аномалии связаны с местами аварий на Транссибе и БАМе, реже приурочены к селитебным ландшафтам. Очаги загрязнения, связанные с авариями, характеризуются высокими содержаниями ряда элементов, коэф-

коэффициенты концентраций которых следующие: Ag – 3–171, V – 15–44, J – 7–15, Sr – 3–171, Hg – 7–14, отмечаются повышенные содержания Cd, Co и Ti. Аномалией являются окрестности арматурного завода в пос. Тахтамыгда, где донные осадки насыщены Ag (257), Bi (20), Hg (18), а поверхностные воды рек Мал. Ольдой и Ольдой загрязнены нефтепродуктами (16), фенолами (8), аммонием (6), нитратами (2). Гидрохимическое состояние поверхностных вод большей части территории удовлетворительное. Загрязнение отмечается в зонах, прилегающих к железным дорогам и населенным пунктам. В нижнем течении р. Мадалан степень суммарного загрязнения (Z) составляет 154, коэффициенты концентрации: Cu – 97, фенолов – 32, нефтепродуктов – 12, Mn – 12, Zn – 2, Cd – 2. В реке Мал. Ольдой, в районе пос. Муртыгит, выявлено загрязнение нефтепродуктами, коэффициент их концентрации составляет 21 816. Насыпи железных дорог являются искусственными барьерами на пути миграции вредных веществ, вдоль них образуются долгоживущие очаги загрязнения.

Радиационная обстановка в районе благоприятная. Естественный фон 6–20 мкР/ч. Выявленные аномалии МЭД гамма-излучения до 175 мкР/ч удалены от населенных пунктов и связаны в основном с мезозойскими вулканами. В южной части листа МЭД гамма-излучения не превышает значений естественного фона.

По степени загрязнения, интенсивности экзогенных процессов и антропогенного воздействия выделяется пять категорий площадей с различным состоянием окружающей среды. Благоприятная эколого-геологическая обстановка сохранилась на северо-западе листа. Территория практически не освоена. Экзогенные процессы проявлены слабо. На большей части площади состояние окружающей среды удовлетворительное. Антропогенная нагрузка незначительна, иногда отмечается проявление экзогенных процессов. В то же время существуют определенные экологические проблемы, связанные, в первую очередь, с некоторыми специфическими чертами развития региона. В частности, отмечается неудовлетворительное состояние водопроводно-канализационных и очистных сооружений в воднокоммунальном хозяйстве населенных пунктов. Качество подаваемой населению питьевой воды из водопроводных сооружений ухудшилось по санитарно-химическим и бактериологическим показателям в 1,5 раза в течение последних двух лет. Остро стоит проблема утилизации, обеззараживания и захоронения промышленных отходов. Большинство из многочисленных свалок на территории не соответствуют санитарным и экологическим требованиям по степени благоустройства и не обеспечивают полноценную утилизацию органических веществ и других отходов. Основные источники загрязнения атмосферного воздуха: выбросы предприятий Минэнерго (ТЭЦ), ЖКХ и автотранспорта. В отдельные периоды времени дополнительное загрязнение атмосферного воздуха сажей и другими продуктами горения происходит в результате лесных пожаров. С 1991 г. происходит устойчивое снижение общего количества вредных выбросов в атмосферу, но темпы снижения недостаточны. В сфере водопользования основные проблемы связаны с явным недостатком мощностей очистных сооружений. И это несмотря на общее снижение количества вредных стоков в результате спада производства на предприятиях-водопользователях.

Питьевая вода не соответствует нормам ГОСТа по железу, марганцу и фтору, содержащимся в природных подземных водах, что усугубляется еще и повышенным содержанием нитратов в них. Широкое распространение на территории получили эрозионные процессы, что приводит к потере плодородных сельскохозяйственных земель. Основные причины эрозии почв сельхозугодий – распашка легких по механическому составу почв на склонах средней крутизны и отсутствие противоэрозионных мероприятий.

Напряженная экологическая обстановка сложилась в бассейнах притоков р. Бол. Ольдой и правобережья р. Мал. Ольдой, где проводится интенсивная разработка россыпей, и в бассейнах рек Бол. и Мал. Кенгурак, где проводилась добыча золота. Антропогенная нагрузка средняя. Нарушен микрорельеф долин рек и активизированы эрозионные процессы. Катастрофическая обстановка имеет локальный характер в узкой полосе, прилегающей к Транссибирской железнодорожной магистрали, где установлена высокая степень загрязненности окружающей среды, в сотни раз превышающая предельно допустимые концентрации, высока антропогенная нагрузка и повышена интенсивность экзогенных процессов. Аналогичная обстановка сложилась в районе Березитового месторождения, где выявлена интенсивная техногенная аномалия. Кризисное и катастрофическое состояние окружающей среды имеет обратимый характер и может быть значительно улучшено своевременной ликвидацией последствий железнодорожных аварий и соблюдением элементарных природоохранных правил.

Большинство экосистем территории относится к категории повышенно уязвимых, для которых даже относительно небольшая антропогенная нагрузка может привести к необратимым изменениям их естественных качеств. Состояние биологических ресурсов (растительного и животного мира) оценивается как удовлетворительное, хотя наблюдается устойчивая тенденция к медленному, но постоянному ухудшению численности и сокращению видов дикой фауны, а также – сокращению площади лесов и ухудшению их качественного состава. В пределах изученного района выделены площади с ограничениями и особыми условиями хозяйственной деятельности: государственные охотничьи заказники областного значения – Лопчинский, Урканский, Урушинский, Магдагачинский, Толбузинский, а также запретная полоса Амурской водоохранной зоны, протягивающаяся вдоль левого борта приграничной р. Амур, где рекомендуется организация защиты биологических ресурсов как от местных, так и от китайских браконьеров.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Территория листа N-51 является одной из самых сложных по геологическому строению в Дальневосточном регионе. Располагаясь в переходной зоне между Сибирской платформой и Амуро-Охотской складчато-надвиговой системой в сфере влияния Тихоокеанского подвижного пояса, она отличается широким спектром разновозрастных, контрастных и разнообразных по составу метаморфических, осадочных и магматических формаций. Этот геологический феномен обусловил богатый набор полезных ископаемых территории, что привлекало внимание не одного поколения геологов.

Со времени составления ГК-1000/2 на территории листа N-51 были проведены в значительных объемах ГГС-50, ГДП-200, тематические работы разной направленности, поисковые, поисково-оценочные и разведочные работы (в основном на золото). Полученные материалы позволили переинтерпретировать имеющиеся данные и предложить новые решения многих геологических проблем района.

Составленный комплект ГК-1000/3 имеет ряд отличий от предшествующего варианта ГК-1000/2:

1. Значительно полнее охарактеризовано геологическое строение района в соответствии с уточненной схемой 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 палеозоя и мезозоя объединены в вулканоплутонические зоны, карбонатно-терригенные орогенные образования палеозоя, мезозоя и кайнозоя описываются на уровне впадин и прогибов.

2. Существенно уточнено расчленение магматических образований докембрия на интрузивные комплексы. В пределах территории листа на Алдано-Становом щите описаны хорогочинский и дамбукино-ларбинский комплексы.

3. Уточнена площадь распространения позднеархейских супракрустальных образований.

4. Для пород талгинской и чимчанской свит определено структурное положение – троговая структура в зоне Пригилюйского разлома.

5. Выделены и охарактеризованы разновозрастные динамометаморфические комплексы.

6. Пересмотрен генезис метаморфических образований раннепротерозойских комплексов. Они занимают вполне определенную структурно-тек-

тоническую позицию и развиваются в зонах региональных линейных дислокаций по архейскому субстрату.

7. Подтвержден возраст раннепротерозойского лукиндинского комплекса новейшими изотопно-геохронологическими методами.

8. В составе позднего протерозоя выделены метаморфические, вулканогенно-осадочные и магматические образования, которые характеризуются едиными типоморфными признаками, индивидуальными свойствами, различным генезисом, относительными соотношениями, новейшими определениями абсолютного возраста и другими аналитическими данными.

9. Существенно уточнено расчленение магматических образований палеозоя на интрузивные комплексы. В пределах территории листа на Алдано-Становом щите выделены и описаны верхнеигамский, худачинский и почикитский комплексы.

10. Уточнено расчленение осадочно-вулканогенных меловых отложений, скоррелированы их разрезы.

11. В соответствии с ДВСЛ упорядочено расчленение интрузивных образований палеозоя и мезозоя.

12. Описание тектоники района произведено на основе принципов объемного тектонического районирования и изоморфизма платформенных систем. Выделены: древние платформы — Сибирская платформа и Буреинский массив; Амурская складчато-надвиговая система; краевые прогибы и впадины, ПЗ ВПЗ. Выделены структурные этажи, крупнейшие складчатые ансамбли и дизъюнктивы.

13. Пересмотрена и определена тектоническая позиция высокоомобильной полихронной Пришилкинской зоны как межгеоблоковой структуры. Она характеризуется общими геолого-структурными свойствами и металлогеническими признаками со смежными геоблоками — Алдано-Становым и Амурским. Зона трассируется интрузиями основного и ультраосновного составов, насыщена раздробленными блоками раннедокембрийской коры. Структурная эволюция зоны обусловлена «расхождением» геоблоков и сопровождается зонами растяжения. Последние залечены расслоенными массивами базитов, поясами даек, гарполитообразными интрузиями комплексов орогенных периодов, этапов активизации и контролируют односторонние грабены, выполненные терригенно-вулканогенными толщами. Тектоническая эволюция зоны сопровождалась сдвигово-надвиговыми деформациями в обстановке транспрессии с формированием в отдельных участках рудогенных взрывных образований мезозойских комплексов и зон тектонического меланжа. Периодами интенсивного растяжения в зоне являются R , P_2 , $J-K_1$. Растяжение со сдвиговой составляющей (транспрессией) наиболее вероятно охватывало периоды $J_2-J_3-K_1$. В условиях транспрессии, по-видимому, произошло частичное надвижение блоков-дуплексов Пришилкинской зоны на шовные структуры: Ульдза-Пришилкинскую и Алгакан-Доптуган-Калтагайскую.

14. На карте полезных ископаемых показаны все месторождения и проявления полезных ископаемых, наиболее важные шлиховые и геохимические ореолы рассеяния.

15. В тексте объяснительной записки охарактеризованы наиболее интересные месторождения и проявления золота, цветных металлов, железа,

каменного угля и других полезных ископаемых, определяющих экономический потенциал региона.

16. Дана характеристика состояния минерально-сырьевой базы региона по драгоценным, цветным и редким металлам. Выделены ведущие рудно-формационные и генетические типы месторождений, эпохи рудообразования, приведены качественные оценки ресурсного потенциала. Внесены предложения и рекомендации по проведению поисковых — масштаба 1 : 10 000 и геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000, выделены прогнозируемые рудные узлы, оценка которых может привести к расширению сырьевой базы региона.

17. Переоценены известные рудные узлы, районы, минерагенические зоны на основе нового минерагенического районирования. Подсчитан минерагенический потенциал с учетом геологических и минерагенических факторов, проведены количественная и геолого-экономическая оценка ресурсного потенциала по состоянию на 1.01.2006 г.

18. Впервые приведена эколого-геологическая характеристика территории.

19. Составлены базы данных: полезных ископаемых, химических составов пород, радиологических определений возраста пород и органических остатков.

Остается спорным и нерешенным ряд вопросов геологии региона, требующий специальных исследований.

По-прежнему остается слабо обоснованным возраст метаморфических, ультраметаморфических, метасоматических и интрузивных комплексов докембрия Алдано-Станового щита и Буреинского массива — имеющиеся датировки современными методами, признаваемые надежными, единичны.

Недостаточно изучены и отражены на геологической карте морфология, внутреннее строение и фазовый состав магматических тел многих plutонических комплексов: пиканского, урушинского, лучанского, худачинского, тукурингского, позднестанового.

Мало надежных изотопных датировок юрских, 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 (в первую очередь — для пород тындинско-бакаранского комплекса).

В целом проведенные работы по созданию комплекта Госгеолкарты-1000/3 позволили предложить новые решения многих геологических проблем, обеспечивающих расширение минерально-сырьевого потенциала территории листа N-51.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Александров Г. В., Рублев А. Г.* Новые данные о возрасте и металлоносности аманского, амуджиканского, нерчуганского комплексов Северо-Восточного Забайкалья // Эндеогенные процессы и металлогения в зоне БАМ. — Новосибирск: Наука, 1983. — С. 141–147.

2. *Александров Г. В., Рублев А. Г., Шергина Ю. П., Александрова С. П.* Радиологическое датирование низкотемпературных гидротермальных процессов (на примере Забайкалья) // Советская геология. — 1986. — № 12. — С. 101–109.

3. *Александров Г. В., Сребродольская И. Н., Рублев А. Г.* и др. О возрасте диорит-гранодиоритовой формации Северо-Восточного Забайкалья // Геологические формации региона Байкало-Амурской магистрали // Тр. ВСЕГЕИ, 1980. — Т. 307. — С. 115–123.

4. *Альбов Ю. А.* Становая складчатая область. Мезозойский магматизм. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — М.: Недра, 1966. — С. 257–261.

5. *Амантов В. А.* и др. Структурное районирование и металлогеническая специфика активизированных областей Юга азиатской части СССР // Тектоника Сибири. Т. VIII. — Новосибирск, 1980. — С. 120–129.

6. *Анашкина К. К.* О стратиграфическом положении континентальных юрских отложений низовьев Аргуни, Шилки и Амазара // Геология и геофизика. — 1969. — № 8. — С. 63–69.

7. *Анашкина К. К.* Стратиграфия юрских морских отложений западной части Ольдойского прогиба // Вопросы биостратиграфии Советского Дальнего Востока. — Владивосток, 1974. — С. 33–42.

8. Атлас карт геологического содержания зоны Байкало-Амурской магистрали / Ред. Л. И. Красный. — СПб.: АН СССР, 1988.

9. Атлас мезозойской морской фауны Дальнего Востока России / Т. М. Окунева, Т. Д. Зонина и др. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. — 234 с.

10. Атлас фауны и флоры палеозоя–мезозоя Забайкалья / А. В. Куриленко, Г. В. Котляр, Н. П. Кульков и др. — Новосибирск: Наука, 2002. — 714 с.

11. *Афанасов М. Н.* Талгинская толща (к проблеме стратиграфии докембрия Становой области) // Стратиграфия Дальнего Востока. — Владивосток, 1978. — С. 43–44.

12. *Афанасов М. Н., Лопатинский Г. С.* Куполовидная структура и очковые сланцы нижнего протерозоя в бассейне р. Гиллой (Северное Приамурье) // Геология и геофизика. — 1967. — № 4. — С. 65–72.

13. *Афанасов М. Н., Павлова В. В., Гуцин Е. Н.* и др. Оценка перспектив ураноносности Урюмкано-Уровского района на основе изучения специализированных геологических формаций домезозойского фундамента, эпигенетических процессов перераспределения урана в геолого-структурных неоднородностях фундамента, влияющих на локализацию крупномасштабного оруденения. — Л.: ВСЕГЕИ, 1989. — 193 с.

14. *Ахметов Р. Н.* Перспективы выявления золоторудных месторождений карлинского типа позднемелового—миоценового возраста в Предстановой континентально-рифтогенной зоне // Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов. — Благовещенск, 2001. — С. 20—22.

15. *Ахметов Р. Н., Бучко И. В.* Геологическое строение и платиноносность массива базитов кл. Веселого (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология. — 1995. — Т. 14. — № 3. — С. 53—59.

16. *Бельтнев Е. Б.* и др. Особенности и некоторые проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. — Магадан, 1974. — 353 с.

17. *Бибикова Е. В.* Уран-свинцовый возраст метавулканитов // Древнейшие породы Алдано-Станового щита // Путеводитель Международной геологической экспедиции Проекта МПГК № 280 «Древнейшие породы Земли». — Л., 1989. — С. 35—38.

18. *Бибикова Е. В., Гаврикова С. Н., Федчук В. Я.* и др. Раннепротерозойский возраст гранулитовых пород Становика (по данным U-Pb метода по цирконам) // Геохимия. — 1993. — № 10. — С. 1428—1438.

19. *Бибикова Е. В., Грачева Т. В., Дук В. Л., Кицул В. И., Макаров В. А.* Изотопный возраст унгринского магматического комплекса Алданского щита // Докл. АН СССР. — 1984. — Т. 276. — № 1. — С. 206—209.

20. *Бибикова Е. В., Другова Г. М., Дук В. Л., Левский Л. К., Левченков О. А., Морозова И. М.* Геохронология Алдано-Витимского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. — М.: Наука, 1986. — С. 135—159.

21. *Бибикова Е. В., Шульдинер В. И., Грачева Т. В., Панченко И. В., Макаров В. А.* Изотопный возраст гранулитов на западе Становой области // Докл. АН СССР. — 1984. — Т. 275. — № 6. — С. 1471—1474.

22. *Богданов Н. А.* Схема стратиграфии докембрийских отложений хребтов Джэгды и Тукурингра // Сов. геология. — 1958. — № 4. — С. 165—169.

23. *Варнаевский В. Г., Мамонтова И. Б.* К вопросу о границе палеогена и неогена в толще осадков Амуро-Зейской депрессии // Материалы по палеоботанике и стратиграфии континентальных отложений Советского Дальнего Востока. — Владивосток, 1975. — С. 16—23.

24. *Вартанова Н. С., Завьялова И. В., Щербакова З. В.* Гранитоиды Восточного Забайкалья. — Новосибирск: Наука, 1972. — 271 с.

25. *Васькин А. Ф.* и др. О новых находках фауны в западной части Монголо-Охотской ГСС // Геология и полезные ископаемые Амурской области. Проблемы увязки со смежными регионами (тез. докл.). — Зея, 1992. — С. 10—11.

26. *Ветлужских В. Г., Кудрявцев В. А., Соколов Н. Я.* Стратиграфия архея района верхнего течения р. Тимптон // Геология и петрология докембрия Алданского щита. — М.: Наука, 1966. — 320 с.

27. *Вольский А. С.* Геологическая карта и карта полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-51—XXIV. — Хабаровск: ДВГУ, 1964, 1970. — 1 кн., 2 гр. пр.

28. *Вольский А. С., Вольская И. П., Карсаков Л. П.* Новые данные по стратиграфии докембрия Гонжинского выступа // Раннедокембрийские комплексы Дальнего Востока. — Владивосток, 1977. — 164 с.

29. *Вольский А. С., Годзевич Б. Л., Степанов В. А.* и др. Стратиграфия протерозоя Янканской зоны Верхнего Приамурья // Стратиграфия Дальнего Востока. — Владивосток, 1978. — 192 с.

30. *Воронин Д. В., Логинов Ю. М., Москаленко З. Д.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-51—XXIII. — М.: Мингео СССР, 1964, 1968. — 58 с., 2 гр. пр.

31. *Воронин Д. В., Логинов Ю. М., Москаленко З. Д.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-51—XXIX. — М.: Госгеолтехиздат, 1965—1968. — 27 с., 2 гр. пр.

32. Гаврикова С. Н. Петрология и геохимия амуджиканского комплекса гранитоидов (Восточное Забайкалье) // ЗВМО. — 1983. — Ч. XII. — Вып. 6. — С. 652–669.
33. Гаврикова С. Н. Гранитообразование в активизированных щитах (на примере южной окраины Сибирской платформы). Автореф. дис. на соискание уч. степ. д. г.-м. н. — М.: МГРИ, 1985. — 52 с.
34. Гаврикова С. Н. и др. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. — М.: Недра, 1991. — 171 с.
35. Гаврикова С. Н. и др. Особенности мезозойского гранитоидного магматизма на юге Алданского щита (Могочинская провинция) // ЗВМО. — 1992. — Ч. XXI. — № 1. — С. 3–21.
36. Гаврикова С. Н. и др. Посторогенный гранитный магматизм на юге Алданского щита (Становая область) // ЗВМО. — 1992. — Ч. XXI. — С. 27–48.
37. Гаврикова С. Н., Борщевский Ю. А., Медведковская Н. И. и др. К проблеме генезиса гранитоидов активной окраины Алданского щита // Геохимия. — 1988. — № 10. — С. 1396–1406.
38. Геологическая карта Дальнего Востока и прилегающих акваторий. Масштаб 1 : 1 500 000 / Гл. ред. Л. И. Красный, В. К. Путинцев, В. И. Васильев. — Л.: ВСЕГЕИ, 1986.
39. Геологическая карта Дальнего Востока СССР. Масштаб 1 : 1 500 000. Объяснительная записка / И. В. Беляев, Е. В. Быковская, Б. И. Васильев и др. — СПб., 1992. — 100 с.
40. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий с объяснительной запиской. Масштаб 1 : 2 500 000. — Харбин—Санкт-Петербург—Благовещенск: ВСЕГЕИ, Амургеолком, Управление геологии и полезных ископаемых провинции Хэйлуцзян, 1996. — 1 кн. — 135 с., 3 гр. пр.
41. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка / М. В. Мартынюк, А. Ф. Васькин, А. С. Вольский и др. — Хабаровск. — 1983. — 134 с.
42. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка / Гл. ред. Л. И. Красный. — Хабаровск, 1991. — 51 с.
43. Геологическая карта Читинской области. Масштаб 1 : 500 000 / Ред. И. Г. Рутштейн. — Чита, 1992.
44. Геологическая карта Якутии. Масштаб 1 : 500 000. Южно-Якутский блок. — Чутьман, 2000.
45. Геологические основы металлогенического анализа зоны Байкало-Амурской магистрали // Сб. науч. трудов. — Л.: ВСЕГЕИ, 1991. — 146 с.
46. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. Восток СССР / Под ред. Л. И. Красного, В. К. Путинцева. — Л.: Недра, 1984. — 560 с.
47. Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к Геологической карте масштаба 1 : 500 000 / Отв. ред. И. Г. Рутштейн, Н. Н. Чабан. — Чита: ГГУП «Читагеолсъемка», 1997. — 239 с.
48. Геология зоны БАМ. Т. 1. Геологическое строение / Отв. ред. Л. И. Красный. — Л.: Недра, 1988. — 444 с.
49. Геология и золотоносность докембрия Якутии // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 19 / Ред. В. А. Кудрявцев. — Якутск, 1971. — 208 с.
50. Геология и петрология докембрия Алданского щита // Сб. статей / Отв. ред. В. И. Кишул. — М.: Наука, 1966. — 319 с.
51. Геология Северо-Восточной Азии. Магматизм. Т. 3 / Ред. М. И. Ициксон, В. К. Путинцев, Н. И. Тихомиров, Е. Т. Шаталов. — Л.: Недра, 1973. — 396 с.
52. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1. Геологическое описание. — М.: Недра, 1966. — 736 с.
53. Геология Якутской АССР / Гл. ред. Л. И. Красный. — М.: Недра, 1981. — С. 300.
54. Гидрогеология СССР. Т. XXI. Читинская область / Н. С. Богомолов, Л. М. Орлова и др. — М.: Недра, 1969. — 444 с.

55. Гиммельфарб Г. Б., Белоножко Л. Б., Заборский Ю. В. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-51-VI. — М.: ВАГТ, 1970, 1971. — 101 с., 1 гр. пр.
56. Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. — Л., 1973. — 128 с.
57. Глебовицкий В. А. и др. Последовательность геологических процессов в южном обрамлении Алданского щита и геохронологические данные // Абсолютный возраст докембрийских формаций СССР. — Л.: Наука, 1965.
58. Глебовицкий В. А. и др. Взаимосвязь эндогенных процессов в развитии структуры земной коры в раннем докембрии // Проблемы тектоники раннего докембрия. — Л., 1980. — С. 57–76.
59. Глебовицкий В. А. и др. Алданский мегаблок // Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. — Л.: Наука, 1987. — С. 23–56.
60. Глебовицкий В. А., Седова И. С. Ультраметаморфизм амфиболитовой фации станового комплекса // Докл. АН СССР. — 1984. — Т. 279. — № 2 — С. 434–437.
61. Глуховский М. З. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения // Закономерности размещения троговых структур в пределах древних щитов СССР. — Новосибирск: Наука, 1985. — С. 20–28.
62. Глуховский М. З., Коген В. С., Флорова З. Б. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Становая. Лист N-51-V. — М.: Мингео СССР, 1974, 1981. — 96 с., 2 гр. пр.
63. Глуховский М. З., Павловский Е. В. Новые аспекты геотектоники и минерагении // Изв. АН СССР, сер. геол. — 1982. — С. 5–20.
64. Годзевич Б. Л. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Становая. Лист N-51-XII. Объяснительная записка. — Л.: ВСЕГЕИ, 1976. — 61 с., 1 гр. пр.
65. Годзевич Б. Л., Федоровский В. С. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Становая. Лист N 51-XII. — М.: Недра, 1968, 1973. — 134 с., 2 гр. пр.
66. Гордиенко И. В. Особенности развития Прибайкалья и Забайкалья в среднем и позднем палеозое // Тектоника Сибири. Т. XII. — Новосибирск: Наука, 1985. — С. 94–101.
67. Гордиенко И. В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. — М.: Наука, 1987. — 37 с.
68. Гордиенко И. В., Кузьмин М. И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. — 1999. — Т. 40. — № 11. — С. 1545–1562.
69. Горохов И. М., Дук В. Л., Кицул В. И., Кутявин Э. П., Варшавская В. С., Мельников Н. Н., Богомолова Л. М. Rb-Sr системы полиметаморфических комплексов центральной части Алданского кристаллического массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1981. — № 8. — С. 5–17.
70. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист O-(50) 51 — Алдан. Объяснительная записка / Отв. ред. Е. П. Миронюк. — СПб., ВСЕГЕИ, 1998. — 428 с.
71. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Становая. Лист N-51-XV (Уруша). Объяснительная записка / Ред. Л. П. Корсаков., В. В. Колесников. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. — 152 с.
72. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Становая. Лист N-51-XVI (Тахтамыгда) / Ред. Л. П. Корсаков, В. В. Колесников. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. — 196 с.
73. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист M-(50), 51 — Приаргунск. Объяснительная записка / Ред. В. В. Павлова, В. В. Терновой. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. — 238 с.
74. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист N-(50), 51 — Сковородино. Объяснительная записка / Ред. Е. М. Заблоцкий. — Л.: ВСЕГЕИ, 1990. — 110 с.
75. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист N-(50), 51 — Сковородино. Объяснительная записка / Ред. О. Н. Кабаков — Л.: ВСЕГЕИ, 1992. — 123 с.

76. Государственная геологическая карта СССР (новая серия). N-(50), 51 — Сковородино. Масштаб 1 : 1 000 000. Карта дочетвертичных образований / Е. М. Заблоцкий, В. В. Старченко, В. И. Шульдинер и др. / Ред. Е. М. Заблоцкий. — Л.: ВСЕГЕИ, 1991.

77. Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Лист N-(50), 51 — Сковородино. Масштаб 1 : 1 000 000. Карта полезных ископаемых / Ред. О. Н. Кабаков. — Л.: ВСЕГЕИ, 1991.

78. *Гуров Л. П.* Особенности формирования верхнемезозойских Джалиндинских гранитоидов и Кировского золоторудного месторождения // Вопросы золотоносности Дальнего Востока. — Благовещенск, 1971. — С. 88—91.

79. *Гуров Л. П.* Связь золотого оруденения с магматизмом в Приамурье // Вопросы золотоносности Дальнего Востока. — Благовещенск, 1971. — С. 23—25.

80. *Гуров Л. П.* Золотоносные месторождения Верхнего Приамурья // Вопросы геологии рудных месторождений Дальнего Востока. — Хабаровск, 1972. — С. 66—72.

81. *Гуров Л. П.* О связи золотоносного оруденения с верхнемезозойским магматизмом в Верхнем Приамурье // Золотая минерализация Верхнего и Среднего Приамурья. — Владивосток. — 1978. — С. 3—10.

82. *Гуров Л. П., Гурова Е. П.* О мезозойских малых интрузиях северо-западной части Станового хребта // Докл. АН СССР. — 1965. — Т. 102 — № 2. — С. 401—404.

83. *Гуров Л. П., Котловская Ф. И.* О возрасте дайкового комплекса северо-западной части Станового хребта. — 1967. — С. 125—127.

84. *Гурова Е. П., Гуров Л. П.* Мезозойские малые интрузии западной части Станового хребта. // Геология и геофизика. — 1966. — № 2. — С. 61—68.

85. *Гусев Г. С., Хаин В. Е.* О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. — 1995. — № 5. — С. 68—82.

86. *Данилов А. А.* Проявление аметистового кварца «Виктория» // Геология, минералогия, геохимия и проблемы рудообразования Приамурья. — Благовещенск, 1997. — С. 56—57.

87. *Данилов А. А.* Самоцветы Амурской области. — Благовещенск, 2000. — 160 с.

88. *Дзевановский Ю. К.* Мезозойские гранитоиды хребта Станового и их структурное положение // Информ. сб. ВСЕГЕИ. — 1959. — № 7 — С. 55—60.

89. *Дзевановский Ю. К., Миронюк Е. П.* Эволюция древних подвижных областей Востока СССР // Орогенические пояса. (МГК, 23-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). — М., 1968. — С. 94—100.

90. Докембрийская геология СССР / Отв. ред. Д. В. Рундквист, Ф. П. Митрофанов. — Л.: Наука, 1988. — 442 с.

91. Докембрийские метаморфические комплексы Дальнего Востока и схема их расчленения / Г. Ю. Лагздина, Е. П. Миронюк, В. Н. Мошкин и др. // Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР. — Хабаровск, 1967. — С. 102—106.

92. Древнейшие породы Алдано-Станового щита // Путеводитель Международной геологической экскурсии Проекта МПГК № 280 «Древнейшие породы Земли» / Отв. ред. В. А. Рудник. — Л., 1989. — 260 с.

93. *Дук В. Л.* Алданский кристаллический массив и Становая складчатая зона (район хр. Зверева) // Структурная эволюция метаморфических комплексов. — Л., 1977. — С. 27—46.

94. *Дук В. Л.* и др. Изучение докембрия Алданского щита методами структурной и метаморфической петрологии // Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. — Якутск, 1975. — С. 5—19.

95. *Дук В. Л.* и др. Структуры и метаморфизм раннего докембрия Алданского щита в бассейнах рек Тимптон и Сутам // Геодинамические исследования. — М.: Сов. радио, 1979. — № 5 — С. 5—29.

96. *Дук В. Л.* и др. Основные черты тектоники раннего докембрия Алданского щита // Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразование в раннем докембрии. — Л., 1985. — 12 с.

97. *Ефимов А. Н., Тетяева Т. М.* Расчленение и корреляция метаморфических комплексов докембрия и нижнего палеозоя Забайкалья. — Л.: Недра, 1982. — 208 с.
98. *Желинский В. М.* Мезозойская угленосная формация Южной Якутии. — Новосибирск: Наука, 1980. — 119 с.
99. *Заблоцкий Е. М.* К петрологии мезозойских интрузивных образований Становой складчатой области // Геология и геофизика. — 1968. — № 4. — С. 32–42.
100. *Заблоцкий Е. М.* Основные этапы активизации Становой области // Геология и геофизика. — 1972. — № 3. — С. 63–69.
101. *Заблоцкий Е. М.* Магматические формации мезозойской эпохи активизации Становой области // Особенности геологического строения и полезные ископаемые территории, прилегающей к трассе БАМа. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 302. — Л., 1978. — 520 с.
102. *Заблоцкий Е. М., Рублев А. Г.* Новые данные по абсолютному возрасту гранитоидов центральной части Становой складчатой области // Проблемы петрогенезиса и рудообразования, корреляция эндогенных процессов. — Иркутск, 1979. — С. 157–158.
103. *Заблоцкий Е. М., Сытина Н. М.* Строение Тындинского массива гранитоидов Станового хребта по геолого-геофизическим данным // Геология и геофизика. — 1974. — № 11. — С. 82–89.
104. *Загрузина И. А.* Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. — М.: Наука, 1977. — 279 с.
105. *Загрузина И. А., Голубчина М. Н., Искандерова А. Д.* и др. Основные итоги геохронологических и изотопных исследований в зоне Байкало-Амурской магистрали и прилегающих районах // Изотопный возраст горных пород и его геологическая интерпретация. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 328. — 1984. — С. 85–95.
106. *Зайцев В. Н.* и др. Инженерно-геологические и мерзлотно-гидрогеологические условия центрального участка региона БАМ. — М.: МГУ, 1984. — 25 гр. пр.
107. *Занвилевич А. Н., Литвиновский Б. Н., Андреев Г. В.* Монголо-Забайкальская щелочно-гранитная провинция (геология и петрология). — М.: Наука, 1985. — 232 с.
108. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. — М.: Недра, 1990. — Кн. 1, 328 с., кн. 2, 334 с.
109. *Иванов С. А., Сипарова Ю. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-51-XVI. — М.: Мингео СССР, 1968, 1965. — 68 с., 2 гр. пр.
110. Интрузивные комплексы Забайкалья / Н. И. Тихомиров, Л. А. Козубова. — М.: Недра, 1964. — 215 с.
111. История геологических исследований и развития горного промысла в Верхнем Приамурье / Ред. И. А. Васильев. — Благовещенск—Зея, 2001. — 432 с.
112. *Казимировский М. Э., Дриль С. И., Сандмирова Г. П.* Сравнительная геохимия и возраст палеозойских гранитоидов Западно-Становой зоны Забайкалья // Геология и геофизика. — 2000. — Т. 41. — № 7. — С. 990–1002.
113. *Казимировский М. Э., Сандмирова Г. П., Банковская Э. В.* Изотопная геохронология палеозойских гранитоидов Селенгино-Становой горной области // Геология и геофизика — 2002. — Т. 43. — № 11. — С. 973–989.
114. *Казыцын Ю. В., Александров Г. В., Панов Е. Н., Шульдинер В. И., Павлова В. В.* Мезозойские металлоносные интрузии Шилка-Олекминского района. Северо-Восточное Забайкалье. — М.: Недра, 1967. — 183 с.
115. *Карсаков Л. П.* Докембрий восточной части Станового хребта // Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. — Владивосток, 1975. — С. 27–39.
116. *Карсаков Л. П.* Глубинные гранулиты. — М.: Наука, 1978. — 151 с.
117. *Карсаков Л. П.* Становая система, ее границы, структурно-вещественные комплексы // Современные тектонические концепции и региональная тектоника СССР. — Якутск, 1980. — С. 142–144.
118. *Карсаков Л. П.* Метаморфические комплексы Приамурья // Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. — Л., 1983. — С. 66–97.
119. *Карсаков Л. П.* Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии. Автореф. дис. на соискание уч. степ. д. г.-м. н. — Хабаровск, 1995. — 87 с.

120. *Карсаков Л. П., Роганов Г. В.* Сэйимский интрузивный комплекс расслоенных габброидов и его рудоносность (Восточная Сибирь) // Тихоокеанская геология. — 1995. — № 1. — С. 99–110.

121. Карта метаморфических формаций юга Дальнего Востока. Масштаб 1 : 1 500 000 / Гл. ред. Ю. А. Косыгин. Авторы: Л. П. Корсаков, В. М. Бирюков. — Хабаровск: ВКФ, 1987.

122. *Кастрыкин Ю. П.* и др. Мезозойский магматизм и молибденовое оруденение Станового хребта // Геология рудных месторождений зоны БАМ. — Новосибирск: Наука, 1983. — С. 85–151.

123. *Кастрыкина В. М.* Метаморфизм центральной части Джугджуро-Становой складчатой области // Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. — Л., 1983. — С. 140–163.

124. *Кастрыкина В. М.* Стратиграфия нижнеархейских образований Ларбинского блока Становой складчатой области // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. — Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. — 152 с.

125. Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами. Дальний Восток СССР / Ред. М. А. Загрузина, Н. И. Полевая. — Л.: Недра, 1977. — 239 с.

126. *Кац А. Г., Быстрова Г. П., Варваров А. Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Становая. Лист N-51-IV. — М.: Мингео СССР, 1973, 1979. — 124 с., 1 гр. пр.

127. *Кезина Т. В.* Палиностратиграфия кайнозойских отложений приразломных впадин Верхнего Приамурья. Автореф. дис. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. — М., 1992. — 26 с.

128. *Кириллов Е. А.* Конгломераты станового комплекса северо-западной части хребта Чернышева // Геология и геофизика. — 1965. — № 9. — С. 44–55.

129. *Кириллова Г. Л., Турбин М. Т.* Формации и тектоника Джагинского звена Монголо-Охотской складчатой области. — М.: Наука, 1979. — 113 с.

130. *Киселева З. Н.* Рельеф и золотоносные россыпи Восточного Забайкалья. — Чита: Читинское ГТУ, 2000. — 256 с.

131. *Кицун В. И.* и др. Таблицы химических составов и кристаллохимических формул минералов из метаморфических пород и гранитоидов Алданского щита. — Якутск, 1983. — 358 с.

132. *Козак З. П., Стриха В. Е.* Раннемеловой хорьковский комплекс умереннощелочных гранитов Верхнего Приамурья // Тезисы петрографического совещания. — Хабаровск, 2001 — С. 15–18.

133. *Ковтонюк Г. П.* Гидротермалиты Соловьевского рудного района и их золотоносность (Верхнее Приамурье). — Улан-Удэ: ГИ БФ СО АН СССР, 1990. — 25 с.

134. *Ковтонюк Г. П.* Крупные россыпи Соловьевского района и их коренные источники // Россыпи и месторождения кор выветривания — объект инвестиций на современном этапе. — М.: ИГЕМ, 1994. — С. 95–96.

135. *Коген В. С., Ухина И. Ф.* Некоторые особенности мезозойского магматизма и локализации золотого оруденения в центральной части Станового хребта // Геология и разведка. — 1968. — № 10. — С. 48–56.

136. *Козырева И. В., Авченко О. В., Мишкин М. А.* Глубинный метаморфизм позднеархейских вулканогенных впадин. — М.: Наука, 1985. — 165 с.

137. *Колесников В. В.* Кайнозойские впадины шовной зоны Южно-Тукурингского разлома (Верхнее Приамурье). — М., 1992. — 145 с.

138. *Коржинский Д. С.* Пересечение Станового хребта по Амуру-Якутской магистрали и его геологические комплексы // Тр. ВНИГРИ, вып. 41. — 1935.

139. *Кориковский С. П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. — М., 1967. — 298 с.

140. *Кориковский С. П.* Фации метаморфизма метапелитов. — М.: Наука, 1979. — 264 с.

141. *Красный Л. И.* Геология региона Байкало-Амурской магистрали. — М.: Недра, 1980. — 160 с.
142. *Кричевец В. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-51-I. — М.: Мингео СССР, 1973, 1978. — 124 с., 1 гр. пр.
143. *Кричевец В. И., Терещенко Л. В.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-51-III. — М.: «Аэрогеология», 1975, 1981. — 100 с., 1 гр. пр.
144. *Криштофович А. Н.* Геологический обзор стран Дальнего Востока. — Л.—М., 1932. — 332 с.
145. *Кузьмин М. И., Антонов А. Ю.* Геохимия мезозойских гранитоидов Станового хребта // Геохимия. — 1980. — № 7. — С. 1018—1029.
146. *Куриленко А. В.* О возрасте яковлевской свиты Восточного Забайкалья // Геология и полезные ископаемые Читинской области. — Чита: ГГУП «Читагеолсъемка», 2000. — С. 112—125.
147. *Куриленко А. В.* Возраст и криноидеи ильдижанской свиты (нижний—средний девон) Восточного Забайкалья // Бюл. МОИП. Отдел геол. — 2001. — Т. 76. — № 6. — С. 43—47.
148. *Куриленко А. В., Бретштейн Ю. С., Бутин К. С.* Новые биостратиграфические и палеомагнитные данные по девону западной части Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеанская геология (стратиграфия и седиментология). — 1999. — Т. 18. — № 6. — С. 93—103.
149. *Ларин А. М., Котов А. Б., Ковач В. П.* и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области (Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам) // Геология и геофизика. — 2002. — Т. 43. — № 4. — С. 395—399.
150. *Лейтес А. М., Федоровский В. С.* Важнейшие этапы становления континентальной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии // Геотектоника. — 1977. — № 1. — С. 3—23.
151. *Литвинов В. Л., Соломин Ю. С.* О корреляции магматических пород по признаку железистости (на примере Восточного Забайкалья) // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1967. — № 5. — С. 48—58.
152. *Луцицкий И. В., Крестовников В. Н.* О стратиграфии палеозойских отложений верховьев Амура // Докл. АН СССР. — 1950. — Т. 25. — № 2. — С. 267—269.
153. *Лысак А. М.* Геологические условия формирования раннедокембрийских образований западной части Алдано-Витимского щита. Автореф. дис. на соискание уч. степени к. г.-м. н. — Львов: Львов. ун-т, 1973. — 21 с.
154. Магматические горные породы / Гл. ред. О. А. Богатиков. — М.: Наука, 1983, 1884, 1987, 1988. — Т. I—V. — Ч 1. — 366 с.
155. Магматические формации раннего докембрия территории СССР / Отв. ред. А. К. Шуркин, Ф. П. Митрофанов, В. М. Шемякин. — М.: Недра, 1980. — С. 10—198.
156. Магматические формации СССР / В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. — Л.: Недра, 1983. — С. 12—54.
157. *Максимов Е. П.* К тектонической эволюции Алдано-Станового геоблока в мезозое // Проблемы геологии, геофизики и полезных ископаемых Алдано-Станового геоблока. — Якутск, 1991. — С. 18—27.
158. *Маракушев А. А.* Петрология метаморфических горных пород. — М.: Изд-во МГУ, 1973. — 321 с.
159. *Милай Т. А.* Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Становая. Лист N-51-X. — М.: Мингео СССР, 1967, 1970. — 1 кн. — 56 с., 2 гр. пр.
160. *Милай Т. А., Мошкин В. Н., Заблоцкий Е. М.* Становая складчатая область. Мезозой // Геология Северо-Восточной Азии. Т. III. — Л.: Недра, 1973. — С. 29—43.
161. *Миронюк Е. П.* Архейские циклы // Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4 (Сибирская платформа). — Л.: Недра, 1987. — С. 103—113.

162. *Миронюк Е. П.* и др. Стратиграфия архея южной части Алданского нагорья // Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири. — М.: Наука, 1986. — С. 106–114.

163. *Мисник Ю. Ф., Шевчук В. В.* Пришилкинская зона Монголо-Охотского глубинного разлома // Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. — Львов: ЛГУ, 1975. — 158 с.

164. *Митрофанов Г. Л., Абрамович Г. Я., Таскин А. П.* Корреляция докембрийских и фанерозойских образований Алдано-Забайкальской серийной легенды Госгеолкарты-1000/3 // Геологическая и минерагеническая корреляция в сопредельных районах России, Китая и Монголии. Материалы IV Международного симпозиума, 16–20 октября 2001 г. — Чита: ЧИПР СО РАН, 2001. — С. 27–29.

165. *Мишкин М.А., Авченко О. В.* К петрологии метаморфических пород Становой складчатой области // Докембрийские комплексы зоны БАМ. — Владивосток, 1979. — С. 91–111.

166. *Моисеенко В. Г., Сорокин А. П., Кошков Ю. В.* Флюиды, магматизм и рудообразование зоны перехода от Тихого океана к континенту // Термобарохимия эндогенных процессов. — Владивосток, 1986. — С. 8–12.

167. *Молчанова Т. В.* Внегеосинклинальные мезозойские гранитоиды сводового поднятия Станового хребта и их структурное положение // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964. — № 7. — С. 38–51.

168. *Моралев В. М.* Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. — М.: Наука, 1986. — 166 с.

169. *Морозова И. М.* и др. Результаты уран-свинцового и свинцово-свинцового датирования гиперстен-биотитовых тоналит-грондьемитовых гнейсов инфракомплекса предполагаемого фундамента // Древнейшие породы Алдано-Станового щита // Путеводитель Международной геологической экскурсии Проекта МПГК № 280 «Древнейшие породы Земли». — Л., 1989. — С. 206–215.

170. *Морозова И. М., Другова Г. М., Богомолов Е. С., Яковлева С. Э., Комаров А. Н., Белецкий Б. В., Березкин И. Г.* Изотопно-геохронологические доказательства раннедокембрийской истории Алдано-Олекминского региона // Изотопная геохронология докембрия. — Л.: Наука, 1989. — 7 с.

171. *Москаленко З. Д., Фрейдин А. И.* Стратиграфия юрских и меловых отложений Верхнего Приамурья (бассейны рек Урки, Ольдоя, Б. Невера, Буринды) // Зап. Горного ин-та, 1964. — Т. 42, вып. 2. — С. 3–13.

172. *Московченко Н. И.* Условия формирования и тектоническое положение эцлогито-гнейсовых комплексов // Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма. — Л., 1978. — С. 212–236.

173. *Московченко Н. И.* Особенности эндогенного режима при формировании и эволюции эцлогито-гнейсовых комплексов // Процессы глубинного петрогенезиса и минерагении в докембрии СССР. — Л., 1979. — С. 72–104.

174. *Московченко Н. И.* Возрастная корреляция структурно-вещественных комплексов и цикличность развития // Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. — Л.: Наука, 1987. — С. 181–184.

175. *Московченко Н. И.* и др. Эндогенная эволюция структурно-вещественных комплексов зоны сочленения алданид и становид // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. — Л., 1983. — С. 97–127.

176. *Московченко Н. И.* и др. Гранулитовые комплексы Становой складчатой области // Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. — Л., 1985. — С. 121–144.

177. *Московченко Н. И., Кастрькина В. М.* Ларбинский блок // Древнейшие породы Алдано-Станового щита // Путеводитель Международной геологической экскурсии Проекта МПГК № 280 «Древнейшие породы Земли». — Л., 1989. — С. 174–179.

178. *Мошкин В. Н.* Схема стратиграфии докембрия Удско-Зейского района // Тез. докладов и выступлений на совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Дальнего Востока. — Хабаровск, 1956.

179. *Мошкин В. Н.* Нижнепротерозойские образования хребтов Станового и Джугджура // Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. — 1961. — Т. 59. — С. 39–70.
180. *Мошкин В. Н.* Стратиграфия и магматизм докембрия восточной части зоны Становика—Джугджура // Бюл. МОИП. Отд. геол. — 1961. — Т. 36, вып. 5. — С. 135–135.
181. *Муратова И. И., Писцов Ю. П.* Схема стратиграфии верхнемезозойских пресноводно-континентальных отложений Центрального Забайкалья // Геология и полезные ископаемые Забайкалья. — Чита, 1966. — С. 22–25.
182. *Нагибина М. С.* Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. — ГИН АН СССР, 1963, вып. 79. — 464 с.
183. *Нагибина М. С.* О тектонических структурах, связанных с активизацией и рививацией // Геотектоника. — 1967. — № 4. — С. 15–26.
184. *Нарышкина А. М.* О границе между меловыми и палеогеновыми отложениями в Амуро-Зейской впадине // Сов. геология. — 1973. — № 6. — С. 148–151.
185. *Неймарк Л. А.* и др. Об архейском возрасте метаморфических пород Станового хребта (по данным уран-свинцового метода) // Геохимия. — 1981. — № 9. — С. 1386–1396.
186. *Неймарк Л. А., Ларин А. М., Овчинников Г. В.* и др. Свинцово-изотопные свидетельства архейского источника вещества в золоторудных месторождениях зон мезозойской активизации южной части Алдано-Станового щита // Петрология. — Т. 4. — № 4. — С. 421–434.
187. *Неймарк Л. А., Миронюк Е. П., Искандерова А. Д., Магнушевский Э. Л., Ронина Е. Е.* Новые данные о возрасте пород и руд Чарского месторождения железистых кварцитов // Докл. АН СССР. — 1980. — Т. 252. — № 2. — С. 427–430.
188. *Немчин А. А.* и др. Геохимия и самарий-неодимовая геохронология // Древнейшие породы Алдано-Станового щита // Путеводитель Международной геологической экспедиции Проекта МПГК № 280 «Древнейшие породы Земли». — Л., 1989. — С. 113–116.
189. *Обручев В. А.* Геологический обзор Сибири. — М., 1927. — 360 с.
190. *Озерский А. Ф., Павлова В. В., Шульдинер В. И.* Мезозойский магматизм Олекминского Становика // Геология и геофизика. — 1964. — № 6. — С. 58–67.
191. *Озерский А. Ф., Трянин Ю. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-51-XIII. — М.: ВГФ, 1967, 1969. — 98 с.
192. *Олькин Г. Ф., Старк А. Г.* Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-51-XXI. — М.: Госгеолтехиздат, 1967, 1973. — 2 гр. пр.
193. *Олькин Г. Ф., Старк А. Г., Стариков Ю. И.* Карта полезных ископаемых СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Амуро Зейская. Лист N-51-XXI. Объяснительная записка. — М.: ВСЕГЕИ, 1971. — 46 с.
194. Основные закономерности развития и металлогения областей тектоно-магматической активизации Юга азиатской части СССР / Ред. А. Д. Щеглов, В. К. Путинцев, Г. Н. Шапошников. — Л.: Недра, 1979. — 302 с.
195. *Павловский Е. В., Луцицкий И. В.* Восточное Забайкалье. Геолого-петрографический очерк Газимурозаводского района // Очерки по геологии Сибири. Вып. 10. — М., 1940. — 166 с.
196. *Панченко И. В.* Геология и эволюция метаморфизма нижнедокембрийских комплексов Станового хребта. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. — 152 с.
197. *Парняков С. Г. Афанасов М. Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-51-XVIII. — М.: Недра, 1968. — 2 гр. пр.
198. *Парфенов Л. М., Булгатов А. Н., Гордиенко И. В.* Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. — 1996, июль/август. — Т. 15. — № 4. — С. 3–15.
199. *Парфенов Л. М., Натанов Л. М., Соколов С. Д., Цуканов Н. В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. — 1993. — № 1. — С. 68–78.
200. *Парфенов Л. М., Попеко Л. И.* Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. — 1999. — Т. 18. — № 5. — С. 24–43.

201. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. — 128 с.
202. *Петрусевич М. Н., Казик Л. И.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист N-51 — Сквородино. — М.: Госгеолтехиздат, 1957. — 2 кн. — 120 с.
203. *Победаш И. Д., Павлова И. Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-51-VIII. — М.: ВГФ, 1976, 1978. — 88 с, 2 гр. пр.
204. *Портнягина Л. А., Портнягин Э. А.* Стратиграфические комплексы юрских отложений западной части Верхнего Приамурья // Тез. докл. 2-й Межвузовской студенческой геологической конференции. — Львов, 1962. — С. 14.
205. *Путинцев В. К., Заблоцкий Е. М., Кабаков О. Н.* и др. Орогенные мезозоиды Дальнего Востока и их структурно-формационные особенности // Сов. геология. — 1983. — № 1. — С. 62–76.
206. *Пухтель И. С.* и др. Геология, геохимия и самарий-неодимовая геохронология пород Олекминской гранит-зеленокаменной области // Древнейшие породы Алдано-Станового щита // Путеводитель Международной геологической экспедиции Проекта МПГК № 280 «Древнейшие породы Земли». — Л., 1989. — С. 120–132.
207. Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления / Отв. ред. Ф. П. Митрофанов, Н. И. Московченко. — Л.: Наука, 1985. — 184 с.
208. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области / С. Н. Гаврикова, Л. Л. Николаева, А. В. Галанин и др. — М.: Недра, 1991. — 171 с.
209. Ранний докембрий Южной Якутии / В. А. Дук, В. И. Кицул, А. Ф. Петров и др. — М.: Наука, 1986. — 280 с.
210. *Расказов Ю. П.* Стратиграфия докембрия хребта Тукурингра // Тез. докл. Межведомственного совещания по разработке стратиграфических схем Забайкалья. — Л., 1961. — С. 7–9.
211. *Раузер А. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Становая. Лист N-51-II. — М.: ВАГТ, 1968, 1973. — 97 с., 1 гр. пр.
212. *Раузер А. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-51-II. — М.: Мингео СССР, 1973, 1978. — 76 с.
213. Региональная стратиграфическая схема верхнего архея Забайкалья и юга Дальнего Востока. Принята ДВ МРСС в 1990 г. Утверждена МСК в 1991 г. — Хабаровск, 1994. — 8 с.
214. Региональная стратиграфическая схема верхнепротерозойских отложений Забайкалья и юга Дальнего Востока (в пределах Читинской области, Хабаровского и Приморского краев). Принята ДВ МРСС в 1990 г. Утверждена МСК в 1991 г. — Хабаровск, 1994. — 10 с.
215. Региональная стратиграфическая схема девонских отложений Приамурья (Буреинский массив и центральная часть Монголо-Охотской складчатой системы). Принята ДВ МРСС в 1990 г. Утверждена МСК в 1991 г. — Хабаровск, 1994. — 13 с.
216. Региональная стратиграфическая схема каменноугольных отложений Монголо-Охотской складчатой системы и Буреинского массива. Принята ДВ МРСС в 1990 г. Утверждена МСК в 1991 г. — Хабаровск, 1994. — 10 с.
217. Региональная стратиграфическая схема меловых континентальных образований Амурской области и Хабаровского края. Принята ДВ МРСС в 1990 г. Утверждена МСК в 1993 г. — Хабаровск, 1994. — 8 с.
218. Региональная стратиграфическая схема меловых отложений Забайкалья (в пределах Читинской области). Принята МРСС в 1990 г. Утверждена МСК в 1993 г. — Хабаровск, 1994. — 17 с.
219. Региональная стратиграфическая схема нижнего архея Забайкалья и юга Дальнего Востока. Принята ДВ МРСС в 1990 г. Утверждена МСК в 1991 г. — Хабаровск, 1994. — 10 с.
220. Региональная стратиграфическая схема нижнепротерозойских отложений Забайкалья и юга Дальнего Востока. Принята ДВ МРСС в 1990 г. Утверждена МСК в 1991 г. — Хабаровск, 1994. — 9 с.

221. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений юга материковой части Дальнего Востока. Принята ДВ МРСС в 1990 г. Утверждена МСК в 1991 г. — Хабаровск, 1994. — 10 с.

222. Региональная стратиграфическая схема силурийских отложений центральной части Монголо-Охотской складчатой системы, Буреинского и Ханкайского массивов. Принята ДВ МРСС в 1990 г. Утверждена МСК в 1991 г. — Хабаровск, 1994. — 5 с.

223. Региональная стратиграфическая схема триасовых отложений Восточного Забайкалья и Дальнего Востока. Принята ДВ МРСС в 1990 г. Утверждена МСК в 1991 г. — Хабаровск, 1994. — 34 с.

224. Региональная стратиграфическая схема юрских отложений Дальнего Востока. Принята ДВ МРСС в 1990 г. Утверждена МСК в 1991 г. — Хабаровск, 1994. — 14 с.

225. Решения 2-го Дальневосточного межведомственного стратиграфического совещания, Владивосток, 1965 г. / Под ред. А. И. Жамойды. — Л., 1971. — 106 с.

226. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Дальнего Востока — Хабаровск, 1956 / АН СССР, М-во геологии и охраны недр СССР / Отв. ред. В. Н. Верещагин, Л. И. Красный. — М.: Госгеолтехиздат, 1958. — 51 с.

227. Решения Третьего Дальневосточного петрографического совещания. — Владивосток, 1981.

228. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока. — Магадан, 1982. — 182 с.

229. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990). Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. — Хабаровск, 1994. — 123 с.

230. *Роганов Г. В., Карсаков Л. П.* Апатитоносность раннего докембрия Алдано-Станового щита. — Хабаровск, 1991. — 96 с.

231. *Родыгин А. И.* Динамометаморфические породы. — Томск: Изд-во Том. ун-та, 2001. — 356 с.

232. *Романчук С. И.* Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР масштаба 1 : 200 000 с объяснительной запиской. Лист N-51-XV. — М.: Мингео СССР, 1968, 1970. — 84 с., 2 гр. пр.

233. *Рублев А. Г., Александров Г. В., Александрова С. В., Мурина Г. А., Шергина Ю. П.* (ВСЕГЕИ). Геохронология фанерозойского активизационного магматизма Северо-Восточного Забайкалья // Советская геология — 1985. — № 10. — С. 81–92.

234. *Рутштейн И. Д., Старченко В. В.* Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к Геологической карте Читинской области масштаба 1 : 1 000 000. — Чита, 1975.

235. *Салоп Л. И.* Геология Байкальской горной области. Т. 1, 2. — М.: Недра, 1964.

236. *Салоп Л. И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. — Л., 1982. — 343 с.

237. *Самусин А. И., Самусина С. Н.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-51-XVII. — М.: Мингео СССР, 1967, 1970, 1975. — 98 с., 2 гр. пр.

238. Сводная рабочая легенда для Геологической карты масштаба 1 : 50 000 Алданского щита. — Чульман, 1985. — 100 с.

239. *Семенов В. Н.* и др. Возрастное расчленение протерозойских и палеозойских геологических формаций Олекмо-Шилкинского междуречья для легенды Становой серии геологических карт масштаба 1 : 50 000. — Чита, 1986.

240. *Семенов В. Н., Козлов С. А.* Юрские металлоносные интрузии Восточного Забайкалья // Геология и геофизика. — 1992. — № 11. — С. 72–79.

241. *Сибирякова Л. В.* Стратиграфия юрских морских отложений Верхнего Приамурья // Геология. — 1967. — № 7. — С. 76.

242. *Сибирякова Л. В.* Стратиграфия морских юрских отложений Верхнего Приамурья и ее палеонтологическое обоснование // Стратиграфия и фауна мезозоя Восточных районов СССР. — Л.: ЛГУ, 1973. — С. 119–238.

243. *Синица С. М.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Забайкальская. Лист N-50—XXXVI. Объяснительная записка. — М.: Недра, 1968. — 68 с.
244. *Сипарова Ю. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Ста-новая. Лист N-51-XI. — М.: Мингео СССР, 1968, 1970. — 99 с., 2 гр. пр.
245. *Склярлов С. В., Мазукабзов А. М., Мельников А. И.* Комплексы метаморфиче-ских ядер кордильерского типа. — Новосибирск: СО РАН НИУ ОИГГМ, 1997. — 182 с.
246. *Сорокин А. А., Пономарчук В. А., Козырев С. К.* и др. Новые изотопно-геохро-нологические данные для мезозойских образований северо-восточной окраины Амур-ского супертеррейна // Тихоокеанская геология. — 2003. — Т. 22. — № 2. — С. 3—6.
247. *Сорокин А. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-51-XXX. — М.: Мингео СССР, 1970, 1977. — 88 с, 2 гр. пр.
248. *Сорокин А. П., Малыгин В. И., Шиханов В. В., Зива М. В.* К вопросу о возрасте бузулинской свиты // Вопросы геологии осадочных формаций на юге Дальнего Востока. — Владивосток, 1973. — С. 71—75.
249. *Старченко В. В.* Условия размещения и особенности строения пермских маг-матических формаций Забайкальского (Селенгино-Олекминского) пояса тектоно-маг-матической активизации // Геологические формации региона Байкало-Амурской ма-гистралы. Тр. ВСЕГЕИ. Т. 307. — Л., 1980. — С. 79—87.
250. *Старченко В. В., Озерский А. Ф., Фалькин Е. М., Шульдинер В. И.* Основные черты тектоники и металлогении Олекмо-Витимской горной страны // Тектоника Со-ветского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. — М.: Наука, 1968. — С. 159—173.
251. *Степанов В. А., Стриха В. Е., Черемисин А. А.* и др. Бамское золоторудное место-рождение (геология, минералогия и геохимия). — Владивосток: Дальнаука, 1998. — 209 с.
252. Стратиграфический кодекс. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. — 120 с.
253. Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон. — Л.: Недра, 1975. — 6 с.
254. Стратиграфический словарь СССР. Триас, юра, мел. — Л.: Недра, 1979. — 592 с.
255. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. — М.: Наука, 1969. — 400 с.
256. Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока // Сб. статей / Под ред. Ю. А. Косыгина. — Владивосток, 1977. — 124 с.
257. Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока / Отв. ред. Л. П. Карса-ков. — Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. — 152 с.
258. Стратиграфия СССР. Т. 1. Нижний докембрий. Полутом Азиатская часть СССР / Отв. ред. С. В. Обручев. — М.: Госгеолтехиздат, 1963. — 282 с.
259. *Стриха В. Е.* Позднемезозойские дайковые комплексы севера Становой об-ласти // Геология и минеральные ресурсы Амурской области. — Благовещенск, 1995. — С. 205—207.
260. *Стриха В. Е.* Раннепротерозойский чубачинский комплекс Становой обла-сти и вопросы его металлогении. — Благовещенск: Амургеолком, 1995. — С. 208—211.
261. *Стриха В. Е.* Флюидный режим формирования позднемезозойских коллизи-онных гранитоидов золотоносных районов Верхнего Приамурья // ДАН РФ. — 2005. — Т. 402. — № 5. — С. 671—674.
262. *Стриха В. Е., Данилов А. А.* Золотоносность раннепротерозойского Чубачинс-кого гранитоидного массива Станового хребта // Магматизм и геодинамика. Материа-лы Первого Всероссийского петрографического совещания. — Уфа, 1995. — С. 130—131.
263. *Стриха В. Е., Моисеенко В. Г.* Позднемезозойские гранитоиды золотоносных районов Верхнего Приамурья: новые геохимические данные // ДАН РФ. — 2004. — Т. 399. — № 3. — С. 388—391.
264. *Стриха В. Е., Петрук Н. Н., Вахтомин К. Д., Вольская И. П., Коршунов А. М., Шергина Ю. П.* Геология хайктинского интрузивного комплекса (Верхнее Приа-мурье) // Тихоокеанская геология. — 2000. — Т. 19. — № 5. — С. 25—37.
265. *Стриха В. Е., Сахно В. Г., Степанов В. А., Мельников А. В.* Раннеюрские колли-зионные гранитоиды Амурского супертеррейна: геохронологические и геохимические данные // ДАН РФ. — 2005. — Т. 400. — № 4. — С. 515—518.

266. Строение тектоносферы и закономерности размещения рудных месторождений в Забайкалье / Г. И. Менакер — Чита: ПГО «Читагеология», 1989. — 65 с.
267. *Ступак Ф. М.* Новые данные по геологии, возрасту и тектонике раннемезозойских вулканогенных формаций Северного Забайкалья // ДАН РФ. — 1999. — Т. 369. — № 4. — С. 503—506.
268. *Судовиков Н. Г.* и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. — М.: Наука, 1965. — 290 с.
269. *Сухин М. В.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-51-IX. — М.: Мингео СССР, 1973, 1976. — 118 с, 2 гр. пр.
270. *Сухов В. И., Бакулин Ю. И., Лошак Н. П.* и др. Металлогения Дальнего Востока России. — Хабаровск, 2000. — 217 с.
271. *Сытина Н. М., Заблоцкий Е. М.* Геолого-геофизический анализ структурного положения мезозойских батолитоподобных интрузий центральной части Становой области (новая серия). — Л.: ВСЕГЕИ, 1976. — Т. 264. — С. 36—43.
272. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий / Отв. ред. Г. А. Шатков, А. С. Вольский. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. — 190 с.
273. *Томбасов И. А., Пермяков Б. Н., Григоров В. А., Шульдинер В. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-51-VII. — М.: ВГФ, 1972, 1974. — 85 с.
274. *Томбасов И. А., Шульдинер В. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Забайкальская. Лист N-51-XXV. Объяснительная записка. — М.: Недра, 1966, 1968. — 48 с.
275. Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири // Докл. по стратиграфии докембрийских отложений АН СССР / Отв. ред. С. В. Обручев. — Л., 1956; М., 1958. — 254 с.
276. *Турбин М. Т.* Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-52-XXII. — Л.: Ленинградская картфабрика, 1967. — 50 с.
277. *Турчинов И. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Забайкальская. Лист N-51-XXXI. Объяснительная записка. — М.: Недра, 1969. — 39 с.
278. *Утробин Д. В.* К вопросу о расчленении юрско-меловых отложений Южной Якутии // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Тез. докл. IV Дальневосточного межведомственного стратиграфического совещания. — Хабаровск, 1990. — С. 223—225.
279. *Уфимцев Г. Ф.* Нагорья Центрального и Восточного Забайкалья и Олекминского Становика. — М.: Наука, 1974. — С. 245—295.
280. *Федоренко Л. П., Англичанина Л. Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-51-XIV. Объяснительная записка. — М.: ВГФ, 1974, 1981. — 98 с, 2 гр. пр.
281. *Федоров М. В., Чухонин А. П., Хорева Б. Я.* Этапы образования метаморфических и гранитоидных формаций западной части Становой области по геолого-радиологическим данным // Геологические формации региона Байкало-Амурской магистрали. Тр. ВСЕГЕИ. Т. 307. — Л., 1980. — С. 103—107.
282. *Фрейдин А. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-51-XXII. — М.: Мингео, 1964. — 1 гр. пр.
283. *Фрумкин И. М.* Направленность геологического развития земной коры Алданского щита в архейское время // Тектоника Сибири. Т. III. — М.: Наука, 1970. — С. 142—150.
284. *Фрумкин И. М.* Архейская группа // Геология Якутской АССР. — М.: Недра, 1981. — С. 5—30.
285. *Фрумкин И. М.* Алданский щит // Геология зоны БАМ. Т. 1 (Геологическое строение). — Л.: Недра, 1988. — С. 123—144.
286. *Чемехов Ю. Ф., Сей И. И., Седова М. А., Бурилина Л. В.* Стратиграфия рыхлых отложений Амуро-Зейской депрессии // Сов. геология. — 1960. — № 2. — С. 17—38.
287. *Черкасов Р. Ф.* Архей Алданского щита. — М.: Наука, 1979. — 160 с.

288. *Черкасов Р. Ф.* Интрузивные гнейсы Олекмы // Магматические комплексы Дальнего Востока и их рудоносность. Тез. докл. III Дальневосточного регионального петрографического совещания. Ч. 1. — Хабаровск, 1981. — С. 6–7.

289. *Шашкин К. С., Горжевский Д. И.* и др. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-51-XX, XXVI. — М.: Мингео СССР, 1961, 1968. — 82 с., 2 гр. пр.

290. *Шемякин В. М., Глебовицкий В. А., Бережная Н. Г., Ризванова Н. Г., Морозова И. М.* О возрасте древнейших образований Сутамского блока (Алданский гранулитогнейсовый ареал) // Докл. АН СССР. — 1998. — Т. 360. — № 4. — С. 526–529.

291. *Шемякин В. М., Котов А. Б.* Гранитоидный магматизм Олекминской складчатой области // Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. — Л.: Наука, 1985. — С. 52–68.

292. *Шенфиль В. Ю., Чацкис И. Д.* Новые данные о геологическом строении Пришилкинской зоны // Геология и геофизика. — 1964. — № 9. — С. 39–48.

293. *Шиханов В. В.* Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-52-XXI. Объяснительная записка. — М.: Недра, 1967. — 120 с.

294. *Шишкина Г. Р.* Девон Приамурья (региональные стратиграфические подразделения) и задачи его дальнейшего изучения // Геология и полезные ископаемые Амурской области — проблемы увязки со смежными регионами. Тез. докл. — Зея, 1992. — С. 16–17.

295. *Шлейснер О. В.* и др. Медно-порфировое оруденение участка Кокразовского (Верхнее Приамурье) // Минералогия рудных районов Дальнего Востока. — Владивосток, 1987. — С. 67–74.

296. *Шульдинер В. И.* Схема развития мезозойского магматизма в Верхне-Олекминском районе // Материалы совещания по расчленению гранитоидов Забайкалья. — Улан-Удэ, 1960.

297. *Шульдинер В. И.* Геология и петрология докембрия Олекминского Становика: Автореф. дис. на соискание уч. степени к. г.-м. н. — Новосибирск: Новосиб. ун-т, 1966. — 24 с.

298. *Шульдинер В. И.* Основные черты геологии шуругинского интрузивного комплекса в Северо-Восточном Забайкалье // Петрология изверженных и метаморфических пород. — Владивосток: ДВГИ, 1969. — С. 3–11.

299. *Шульдинер В. И.* и др. Петрология метаморфических комплексов бассейна р. Нюкжи // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. — Л., 1983. — С. 127–139.

300. *Шульдинер В. И., Лысак А. М.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-51-XIX. Объяснительная записка. — М.: ВГФ, 1971, 1973. — 106 с.

301. *Шульдинер В. И., Озерский А. Ф.* Геология нижнего докембрия Шилко-Олекминского междуречья // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1967. — № 8. — С. 102–113.

302. *Шульдинер В. И., Стецюк М. И.* Возраст и условия формирования верхнедокембрийских комплексов Восточного Забайкалья // Протерозойские комплексы Восточной части Забайкалья. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. — С. 112–116.

303. *Шульдинер В. И., Стецюк М. И., Сеница С. М.* Верхний докембрий и кембрий на востоке Боршовочного хребта // Протерозойские комплексы Восточной части Забайкалья. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. — С. 52–75.

Рукописи

304. *Гаврикова С. Н., Орлов В. Н., Галанин А. В.* и др. Анализ металлогенической специализации позднеюрского (амуджиканского) вулканоплутонического комплекса с целью совершенствования критериев прогноза золотого оруденения в Могочинском рудном районе Восточного Забайкалья. — М., 1984.

305. *Заблоцкий Е. М.* Геологическое развитие и мезозойские магматические формации Становой зоны. Дис. на соискание уч. степени к. г.-м. н. — Л., 1977.
306. *Заблоцкий Е. М.* и др. Мезозойские орогенные структуры территории Восточного сектора БАМ и их рудоносность. Отчет по теме № 82. — Л., 1980.
307. *Колесников В. В.* и др. Изучение литологии, стратиграфии и минералогии западной части Урканской впадины. — Благовещенск, 1990. — 220 с.
308. *Кошкин В. В.* Рабочие материалы Бичурской партии. — ГУФП «Бурятгеоцентр», 1997.
309. *Мошкин В. Н., Шпак Н. С., Зленко Н. Д.* Стратиграфия и интрузивные образования архея и протерозоя восточной части Станового хребта и южной части хребта Джугджур. Т. I и II. — 1961.
310. Опорная легенда Становой серии листов к Гостеолкарте-50. Объяснительная записка. — Чита, 1986.
311. *Путинцев В. К.* и др. Магматизм и металлогения мезозойских внегеосинклинальных структур Становой области, северной окраины Буреинского массива и Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. Отчет по теме № 341. — Л., 1974.
312. Сводная рабочая легенда для геологической карты масштаба 1 : 50 000 Алданского шита. — Пос. Чульман, 1985. — 100 с.
313. *Сорокин А. А.* Геохимия и геодинамическая позиция магматических пород центрального сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса. Дис. на соискание уч. степени к. г.-м. н. — Благовещенск: АмурКНИИ, ДВО РАН, 1992. — 173 с.
314. *Старк А. Г.* Геология и металлогения Сергачинской структурно-формационной зоны (Верхнее Приамурье). Дис. на соискание уч. степени к. г.-м. н. — Владивосток, 1976. — 279 с.
315. *Стриха В. Е.* Петрология мезозойских коллизионных гранитоидов золотоносных районов востока России (на примере Верхнего Приамурья). Дис. на соискание уч. степени д. г.-м. н. — Благовещенск, 2005. — 406 с.
316. *Томбасов И. А.* Сводная легенда Удоканской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. — Чита, 1995. — 60 с.
317. *Утробин В. Д.* Рабочая легенда геологических карт масштаба 1 : 50 000. Южно-Алданская серия. Западная группа листов. — Алдан, 1995. — 50 с.

Фондовая

318. *Абрамович Ш. Л., Коген В. С.* и др. Окончательный отчет по геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на площади листов N-51-9-А, Б, В-а, б; Г-а. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Крест, Верх. и Ср. Ларбы. — М.: ВАГТ АГЭ № 8, 1967. — 281 с.
319. *Абрамович Ш. Л., Коген В. С., Мухин Е. Ф.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верховьев р. Ср. Ларба и р. Апсакан (северная часть листа N-51-9-А и северо-западная часть листа N-51-9-Б). — М.: ВАГТ, 1965. — 429 с.
320. *Абрамович М. Л., Синцерова Е. А.* и др. Аэрофотогеологическое картирование масштаба 1 : 50 000. Листы N-51-10, 11, 21, 22, 23, 24, 34, 35, 36, 46, 47, 58, 59. — М.: Аэрогеология, 1981. — 3 кн.; 564 с.
321. *Абузярова Л. Н.* Отчет о геологоразведочных работах на месторождении россыпного золота реки Верхняя Ларба (р. л. 1112а—1152) на 1 августа 1993 г. — Тында: Тындинская партия ГПП «Полигон», 1993. — 96 с.
322. *Абузярова Л. Н.* Отчет о геологоразведочных работах по объекту «Моготский-2» с подсчетом запасов по состоянию на 1.12.1997 г. (бассейн верхних течений рек Могот и В. Ларба, 1995—1997 гг.). — ГПП «Амургеология». — ТОО с/а «Тукурингра». — Тында: ЗАО ЗДП «Утес», 1997. — 2 кн.; 267 с.
323. *Агафоненко С. Г., Беликов С. Н., Гузар И. Е.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Тында, Геткан, Зимовичи, Джелтулак. Отчет Мульт

мугинской-86 партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной в 1986–1990 гг. на территории листов N-51-132-Г; N-51-33-В, Г; N-51-44-Б, Г; N-51-45-А, Б, В, Г. — Зея: ЗПСЭ, 1992. — 3 кн.; 636 с.

324. *Агафонов Ю. А., Бомштейн 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. — 2 кн.; 210 с.

325. *Анашкина К. К.* Стратиграфия и тектоника юрских отложений низовьев рек Аргуни, Шилки и Амазара. (Окончательный отчет Тематического отряда Алгоканской партии по работам 1963–1966 гг.). — Чита: ЧГУ, 1966. — 228 с.

326. *Андреев А. Ф., Рундквист И. А., Филатов Г. Н.* Результаты поисковых работ на никель, кобальт, уран, полиметаллы в бассейне рек Большой и Мал. Иним, Керак, Ульдугич. — Л.: Ленинградская экспедиция, 1960. — 65 с.

327. *Антонов В. А.* Оценка прогнозных ресурсов железных руд, титана, ванадия и марганца Амурской области по состоянию на 1.01.1993 г. — Хабаровск: Таежная ГЭ, 1993. — 36 с.

328. *Арефьева В. И., Бородин В. С., Иванчиков В. Л.* Отчет о результатах поисковых работ, проведенных Ольдойской партией в 1961 г. на Амунахтинском габбро-дунитовом массиве и в его окрестностях. — Свободный: АКГРЭ, 1962.

329. *Артемченко А. Ю.* Отчет о результатах поисковых работ на кирпичные суглинки в районе ст. БАМ и полужаводских испытаний глинистого сырья Бамского (Крестовского) месторождения. Тахтамыгдинский отряд, 1975–1977 гг. — Свободный: АКГРЭ, 1977. — 70 с.

330. *Артемченко А. Ю., Ермилов М. И.* Отчет о результатах геологоразведочных работ, проведенных на Ларбинском месторождении строительного камня, с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1977 г. — Свободный: АКГРЭ, 1976. — 83 с.

331. *Артемченко А. Ю., Ермилов М. И.* Отчет о результатах геологоразведочных работ, проведенных на Тындинском-1 месторождении строительного камня, с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1977 г. — Свободный: АКГРЭ, 1976. — 97 с.

332. *Архангельский А. И.* Угленосность и возможность выявления коксующихся углей в районе верхнего течения р. Амур. — М.: Главуглеразведка, 1950. — 2 кн.; 280 с.

333. *Астахов Н. В., Бомштейн В. Е.* Отчет о результатах геологических работ, проведенных на Промысловском месторождении строительного камня в Сковородинском районе. — Свободный: АКГРЭ, 1983. — 283 с.

334. *Афанасенко В. Е.* и др. Инженерно-геологические и мерзлотно-геологические условия центральной участка региона БАМ. — М.: МГУ, 1980. — 38 гр. пр.

335. *Афанасов М. Н., Павлова В. В., Гуцин Е. Н.* и др. Оценка перспектив ураноносности Урюмкано-Уровского района на основе изучения специализированных геологических формаций домезозойского фундамента, эпигенетических процессов перераспределения урана в геолого-структурных неоднородностях фундамента, влияющих на локализацию крупномасштабного оруденения. — Л.: ВСЕГЕИ, 1989. — 193 с.

336. *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. — 183 с.

337. *Афанасов М. Н., Степанов В. А.* и др. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1 : 50 000 в бассейне р. Ирмакит. — Зея: ЗПСЭ, 1970. — 139 с.

338. *Ахметов Р. Н.* Гипотеза рудного происхождения Нагиминской погребенной россыпи, предложения по ее доизучению и отработке, прогноз месторождений золота карлинского типа в Амуро-Охотской сурьмяно-ртутно-золоторудной зоне (Тындинский р-н, N-51-XVII). — Благовещенск: ФГУГП «Амургеология», 2001. — 26 с.

339. *Белоусов В. И., Мельников В. Д.* Оценка перспектив золотоносности Урканской впадины (Верхнее Приамурье). — Благовещенск: Амур. лабор. ДВГИ, 1979. — 358 с.

340. *Бережной В. М., Короткова Е. Т.* Окончательный отчет по результатам поисковых и опытно-методических буровых работ за 1974–1977 гг. на россыпное золото неогеновых отложений в Утени-Амазарском междуречье. Неогеновая партия. — Чита: ЧГУ, 1977. — 46 с.

341. *Берри А. И., Ирисова Т. А., Куклин Д. Н.* Современная оценка природных курортных ресурсов и выбор участков для санаторно-курортного освоения в Амурской области. — М.: ЦНИИКиФ, 1982. — 233 с.
342. *Беспалов В. Я., Серегин Б. Ф.* Перспективная оценка минеральных ресурсов территории Хабаровского края и Амурской области. — Хабаровск: ДВТГУ, 1983.
343. *Бирюлькин Г. В.* Оценка Чаро-Олекминского региона Алданского щита на благородные, цветные и редкие металлы с составлением прогнозно-минерагенической карты масштаба 1 : 200 000. Кн. 1. Объяснительная записка к Структурно-формационной карте Чаро-Олекминского региона. — Якутск: Якутскгеология, 1990. — 216 с.
344. *Большаков Н. А., Бадейников Ю. И., Коришунов А. М.* и др. Оценка перспектив промышленной ураноносности центральной части Зeya-Бурпалинской зоны разломов на площади 450 км² на основе специализированного геолого-структурного картирования масштаба 1 : 50 000 и детальных поисковых работ масштаба 1 : 10 000 (Отчет по геологическому заданию 96–I/П-2 за 1977–1979 гг.). — Тында: Таежное ПГО, 1980. — 3 кн.; 376 с.
345. *Большаков Н. А., Коришунов А. М., Бадейников Ю. И.* и др. Оценка перспектив промышленной ураноносности Десовской вулкано-тектонической структуры на площади 100 км² на основе специализированного геолого-структурного картирования масштаба 1 : 10 000, канав и бурения за 1981–1983 гг. (Отчет по геологическому заданию 96-3). — Тында: Таежное ПГО, 1983. — 3 кн.; 266 с.
346. *Большихшапов В. С., Новохатко Г. Н., Лютин В. П.* Отчет о результатах геолого-поисковых работ на алюминиевое сырье в среднем течении р. Гиллюй (Чимчанская партия, 1961 г.). — Свободный: АКГРЭ, 1962.
347. *Бомштейн В. Е.* Отчет о результатах геологоразведочных работ, проведенных на Бурухинском месторождении строительного камня с подсчетом запасов на 1.06.1991 г. — Благовещенск: ПГО «Таежгеология», 1991. — 59 с.
348. *Бомштейн В. Е., Астахов Н. В.* Отчет о геологоразведочных работах на Тындинском месторождении строительного камня в Тындинском районе. — Свободный: АГРЭ, 1986. — 4 кн.
349. *Бомштейн В. Е., Шахов Н. В., Грезин Б. Я.* Минерально-сырьевая база строительных материалов Амурской области. — Свободный: АКГРЭ, 1990. — 2 кн.; 387 с.
350. *Бородин В. С.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на молибден Средне-Иличинского отряда за 1963 г. — Свободный: АГРЭ, 1964.
351. *Бражников А. С., Боголюбский К. А.* и др. Отчет о геологических результатах работ Урушинской партии № 57 за 1963–1964 гг. — с. Ново-Никольск: ДВ группа партий Приленской эксп., 1965. — 1 кн.; 222 с.
352. *Бражников А. С., Поштенко С. А., Боголюбский К. А.* Отчет о геологических результатах работ Ньюжинской партии № 46 за 1962 г. — с. Ново-Никольск: Октябрьская эксп., 1963. — 108 с.
353. *Брумель Н. А.* Отчет о геологоразведочных работах, проведенных на Толбузинском месторождении за 1941 г. — Иланск: Востоксибуглеразведка, 1941. — 3 кн.; 700 с.
354. *Брус Р. А., Носырев М. Ю.* Отчет о результатах опережающей аэрогеофизической подготовки площадей в Амурской области за 1990–1995 гг. (Аэрогеофизический объект). — Хабаровск: Таежная ГЭ, 1995. — 1 кн.; 67 с.
355. *Брус Р. А., Носырев М. Ю.* АГСМ-съемка масштаба 1 : 200 000 Гонжинской площади за 1995 г. (информационный материал). — Хабаровск: Таежная ГЭ, 1996. — 8 кн.; 40 с.
356. *Ваненко В. А.* Отчет о результатах детальных поисковых работ, проведенных на Сергеевском рудопроявлении вольфрама. — Свободный: АмурРайГРУ, 1970. — 97 с.
357. *Ваненко В. А., Арефьева В. И., Родионов В. Н., Пармон Н. И.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ, проведенных на зоне № 1 Березитового золото-полиметаллического месторождения в 1975–1977 гг. — Свободный: АКГРЭ, 1977. — 3 кн.; 370 с.
358. *Варушкин Ф. П., Плотникова Д. Е.* Отчет о предварительной и детальной разведках Бамского (Крестовского) месторождения суглинков. — Новосибирск: Гипротранспуть, 1970. — 5 кн.; 348 с.

359. *Васильев А. А., Попов Л. Г., Стриха В. Е., Юрчук Ю. В., Шестаков Б. И.* Отчет о результатах поисковых работ в пределах Игакской перспективной площади. Объект «Игакский» за 1998–2004 гг. — Благовещенск: ООО ГРФ «Недра», 2004. — 3 кн.; 541 с.

360. *Васильев И. А.* Оценка и учет прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых территории Амурской области по состоянию на 1.01.1998 г. Графит, тальк, фосфатное сырье (апатиты, фосфориты). — Благовещенск: КПР АО, 1998. — 51 с.

361. *Вахтомин К. Д., Евласьев А. В.* и др. Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1 : 10 000 и поисков масштаба 1 : 25 000 в районе Березитового золото-полиметаллического месторождения в междуречье Бол. Ольдой — Хайкта на территории листов N-51-54-Б, Г; N-51-55-А, В (Сергачинский участок, 1978–1980 гг.). — Зея: ЗГСП, 1981. — 2 кн.; 331 с.

362. *Винниченко В. И., Винниченко Е. Л., Филиппов В. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые низовья р. Газимур. — Чита: ЧГУ, 1978. — 344 с.

363. *Вольская И. П., Вольский А. С.* и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в бассейнах рек Уркан, Б. 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. — 3 кн.

364. *Вольский А. С., Вольская И. П.* и др. Отчет о результатах геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейне верхнего течения р. Бол. Ольдой (Верхне-Ольдойская партия, 1971–1972 гг.). — Зея: ЗГСЭ, 1973. — 2 кн.; 269 с.

365. *Вольский А. С., Вольская И. П., Браташ О. П.* и др. Отчет о результатах специализированной геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейнах среднего течения р. Бол. Ольдой и верхнего течения р. Мал. Ольдой. — Зея: ЗГСЭ, 1971. — 2 кн.; 333 с.

366. *Вольский А. С., Вольская И. П., Каверзина Н. А., Ляховкин Ю. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части листа N-51-XXIV. (Отчет о геологосъемочных и поисковых работах масштаба 1 : 200 000, проведенных Магдагачинской партией в 1962 г.). — Зея: Верхне-Амурская экспедиция ДВГУ, 1963. — 2 кн.; 200 с.

367. *Вольский А. С., Вольская И. П., Ляховкин Ю. С., Саукова Л. Г.* Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1 : 50 000 в бассейне рек Огынгли и Тогами (Тогаминская партия, 1964–1965 гг.). — Зея: ЗГСЭ, 1966. — 199 с.

368. *Вольский А. С., Вольская И. П., Отькало В. В.* и др. Промежуточный отчет о результатах специализированной геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейне среднего течения р. Б. Ольдой (Янканская партия, 1968). — Зея: ЗГСЭ, 1969. — 60 с.

369. *Вольский А. С., Вольская И. П., Отькало В. В., Саукова Л. Г.* Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1 : 50 000 в бассейнах рек Бол. Уркан, Лагунай и правых притоков р. Ракинда (Большеурканская партия, 1966–1967 гг.). — Зея: ЗГСЭ, 1968. — 181 с.

370. *Вольский А. С., Старк А. Г.* Геологическое строение и металлогения Уруша-Ольдойского золотоносного района. — Зея: АКГРЭ, 1973. — 142 с.

371. *Ворошилов С. А., Абросимов Н. Я.* Отчет о результатах ГРР, проведенных Соловьевским прииском в 1970–1976 гг. по россыпям р. Бурпала и кл. Гетканчик (Тындинский район). — Свободный: Амурзолото, 1979. — 164 с.

372. *Ворошилов С. А., Бурдинская В. К.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на Мадаланском месторождении россыпного золота с подсчетом запасов на 1.07.1988 г. — Соловьевск: Соловьевский прииск, 1988. — 3 кн.; 501 с.

373. *Воскресенский С. С., Костомаха О. К., Кадетов О. К.* и др. Составление геоморфологических карт кайнозойских отложений масштаба 1 : 50 000 бассейна Буринды и сбор данных для оценки золотоносности (N-51-XXIV, XXX). — М.: МГУ, 1977. — 191 с.

374. *Вьюнов Д. Л., Варнавский А. В.* Геохимическая и геофизическая основа геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 листов N-51, N-52, M-52 (объект «Основа 1000/3»). — Благовещенск: ФГУГП «Амургеология», 2003. — 4 кн.; 421 с.

375. Гагаев А. Н., Соболев Л. П. Информационный отчет о результатах незавершенных поисковых и оценочных работ в пределах Снежинского рудного поля в 2001–2003 гг. Объект «Снежинка-2» (Сковородинский р-н, N-51-XIV). – Хабаровск: ФГУГП «Дальгеофизика», 2004. – 2 кн.; 180 с.

376. Гаркалин Б. А., Пятунин Я. Б., Николаев В. В. и др. Оценка перспектив ураноносности западного фланга Зeya-Бурпалинской зоны разломов и Уруша-Ольдойской структурно-металлогенической зоны. (Отчет аэропартии № 35-7 за 1976–1978 гг.). – Хабаровск: Таежное ПГО, 1979. – 2 кн.; 365 с.

377. Геологическая карта Амурской области. Масштаб 1 : 500 000 / Н. Н. Петрук, Т. В. Беликова, И. М. Дербeko. – Благовещенск: ФГУГП «Амургеология», 2001. – 236 с., 20 гр. пр.

378. Гераков Н. Н., Механошин С. П., Никитина А. И. Промежуточный отчет о геологоразведочных работах на нерудное вспомогательное сырье для черной металлургии, произведенных Аямской партией на территории Южной Якутии и северо-западной части Амурской области в 1954–1955 гг. – Чита: Читинское ГУ, 1956. – 84 с.

379. Глуховский М. З., Тарасова В. В., Смирнова М. А. Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000 (северная часть листа N-51-V). Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Лапри и верховьев рек Верхней и Средней Ларбы. – М.: ВАГТ, 1960. – 2 кн.; 635 с.

380. Годзевич Б. Л. Основные структуры и стратиграфия архея Становой складчатой области. – Владивосток: ДВГИ, 1978. – 39 с.

381. Годзевич Б. Л., Бучинский В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые северной части территории листа N-51-XII. – Хабаровск: ДВГУ, 1965. – 185 с.

382. Годзевич Б. Л., Бучинский В. А., Шатов В. Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западной части территории листа N-51-XII. – Хабаровск: ДВГУ, 1966. – 168 с.

383. Годзевич Б. Л., Головизнин М. П., Петрук В. Н. Отчет о результатах групповой геосъемки масштаба 1 : 50 000 зоны БАМ в бассейнах рек Брянты, Кохани, Мульмуги, Дымкоуль, Мульмугакан (листы N-52-39-A, Б; 40, 41, 42-A). – Хабаровск: Дальгеология, 1981. – 2 кн.; 535 с.

384. Годзевич Б. Л., Шатов В. Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части листа N-51-XII. – Зeya: ДВГУ ГСЭ, 1964. – 292 с.

385. Годзевич Б. Л., Шатов В. Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части территории листа N-51-XII. – Хабаровск: ДВГТУ, 1967. – 76 с.

386. Гольдмахер И. В. Результаты переоценки перспектив Итака-Могочинской рудной зоны по геохимическим данным. Отчет геохимической партии за 1978–1982 гг. – Чита: ПГО «Читагеология», 1982. – 220 с.

387. Грезин Б. Я. Отчет о результатах разведочных работ, проведенных на Монгольском месторождении россыпного золота в 1972–1977 гг. – Свободный: АКГРЭ, 1977. – 4 кн.; 439 с.

388. Григорович Л. П. Составление карты золотоносности северного фланга Газимуро-Приаргунского и восточного фланга Могочинского и Холоджикано-Калтагайского рудных районов масштаба 1 : 200 000. Листы N-50-XVII; N-50-XVIII, XIV, XIX, XX, XXV. Отчет по результатам работ, проведенных в 1996–2000 гг. – Чита: ФГУГП «Читагеологоразведка», 2001. – 657 с.

389. Григорович Л. П., Киселев И. А., Сибгатулин Р. И. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна нижнего течения р. Амазар. Отчет Багаджинской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000, проведенного в 1987–1995 гг. Листы N-51-75-Г; 76-В; 87-А; 88-А, Б. – Чита: Восточное ГПП, 1995. – 298 с.

390. Гуров Л. П. Геологическое строение и золотоносные минеральные ассоциации Кировского месторождения. – Благовещенск: ДВГИ, 1969. – 366 с.

391. Гурьянов В. А., Карсаков Л. П. Легенда и объяснительная записка к легенде Джугджурской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). – Хабаровск, 1998. – 106 с.

392. *Давидович Я. Е., Ползиков А. Л.* Окончательный отчет Сквородинской геологоразведочной партии. — М.: МГРИ, 1940. — 2 кн.; 355 с.
393. *Давыдов А. С., Лимонов О. А.* и др. Отчет о результатах геологоразведочных работ на россыпное золото, проведенных в верховьях долины руч. Улягир с подсчетом запасов по состоянию на 1.03.1997 г. (Улягир-Мадаланский объект, 1996—1997 гг.). — Благовещенск: ЗАО «Амурский горный центр», 1997. — 3 кн.; 110 с.
394. *Давыдов А. С., Ложников А. В., Большаков Л. И., Володькова Т. В., Мильденберг В. А.* Отчет о поисковых работах на флангах Кировского золоторудного месторождения. — Благовещенск: БПСЭ, 1988. — 2 кн.; 364 с.
395. *Деменко О. А.* Промежуточный отчет о результатах поисковых и оценочных работ на рудное золото на участке Одолго за 1995—2002 гг. Объект «Одолгинский». (Тындинский р-н, N-51-X). — Тында: ООО с/а «Надежда», 2004. — 1 кн.; 110 с.
396. *Дениско В. А.* Техничко-экономическое обоснование постоянных кондиций для подсчета запасов строительного камня по Тындинскому месторождению. — Хабаровск: Хабаровская ПСЭ, 1986. — 163 с.
397. *Домчак В. В.* Отчет партии № 3 по литохимической съемке масштаба 1 : 200 000 на Верхнезейской и Пригуранской (Северная часть) площадях за 1990 г. — Александров: ОМЭ «Центргеофизика», 1991. — 4 кн.; 385 с.
398. *Домчак В. В., Конюшенко Г. Ф., Салько К. В.* и др. Отчет партии № 3/91-93 по литохимической съемке масштаба 1 : 200 000 на Амуро-Зейской площади за 1991—1994 гг. — Александров: ГП ОМЭ, 1996. — 4 кн.; 675 с.
399. *Домчак В. В., Степанов И. П.* и др. Отчет партии № 3/77-78 по опережающей литохимической съемке масштаба 1 : 200 000 в западной части Амурской области за 1977—1978 гг. — Александров: Центрgeoфизика, 1979. — 2 кн.; 317 с.
400. *Домчак В. В., Третьяков В. Н.* и др. Отчет партии № 3/79-80 по литохимической съемке масштаба 1 : 200 000 на центральном участке трассы БАМ в западной части Амурской области за 1979—1980 гг. — Александров: ГХЭ Центрgeoфизика, 1981. — 4 кн.; 317 с.
401. *Домчак В. В., Третьяков В. Н.* и др. Отчет партии № 3/81-82 по литохимической съемке масштаба 1 : 200 000 на центральном участке БАМ в западной части Амурской области за 1981—1982 гг. (Чильчинская площадь). — Александров: ГХЭ Центрgeoфизика, 1983. — 3 кн.; 336 с.
402. *Домчак В. В., Третьяков В. Н., Конюшенко Г. Ф.* и др. Отчет партии № 3/83-85 по литохимической съемке масштаба 1 : 200 000 на Олекминской площади (БАМ) за 1983—1985 гг. — Александров: ГПЭ ПГО «Центргеофизика», 1986. — 3 кн.; 530 с.
403. *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. (Зейский, Магдагачинский, Шимановский, Мазановский районы Амурской области). — Александров: ФГУГП «Александровская ОМЭ», 2003. — 2 кн.; 289 с.
404. *Дыбин А. П.* Отчет о доразведке Талданского месторождения порфириров и туфов Забайкальской железной дороги (пос. Талдан Сквородинского района). — М.: Гипротранскарьер, 1966. — 2 кн.; 506 с.
405. *Евласьев А. В., Лызлов С. В., Павлов А. М., Бондарев Ю. А., Бутвин В. Н., Кириллов В. Е.* Отчет о разведке россыпей золота в бассейне верхнего течения р. Средняя Ларба, долинах ручьев Январский, Хорогочикан и Болгигли с подсчетом запасов на 1.01.1993 г. — Хабаровск: Тажная ГЭ, 1993. — 3 кн.; 313 с.
406. *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-В, Г; 96-А, Б, Г; 108-Б, Г; N-52-73-В, Г-а, в; 85-А, Б-а-в; 97-А, В. (Магдагачинский участок, 1981—1987 гг.). — Зея: Зейская ГСП, 1987. — 4 кн. — 717 с.
407. *Ельянов А. А., Баранова М. С.* и др. Аэрофотогеологическое картирование масштаба 1 : 50 000. Листы О-51-125, 126, 137, 138, 139, 140; N-51-5, 6, 7, 8. Партия № 24 (объект 15). — М.: Аэрогеология, 1981. — 3 кн., 1 папка гр. прил.

408. *Ельянов А. А., Кастрыкина В. М., Кастрыкин Ю. П.* и др. Аэрофотогологическое картирование масштаба 1 : 50 000. Листы N-51-4, 17, 18, 19, 20, 31, 32, 33, 44, 45, 30. — М.: Аэрогеология, 1981. — 3 кн.; 897 с., 111 гр. пр.
409. *Ельянов А. В., Кастрыкина В. М., Кастрыкин Ю. П.* и др. Аэрофотогологическое картирование масштаба 1 : 50 000. Листы N-52-20, 21, 22, 23, 24, 32-А, Б, Г, 33, 34-А, Б; 35-А, Б; 36. — М.: Аэрогеология, 1986. — 5 кн.; 970 с.
410. *Емельянов Н. П.* Техничко-экономическое соображение (ТЭС) о возможном промышленном значении Хорогочинского месторождения железа по результатам поисково-оценочных работ. — Хабаровск: ПГО «Дальгеология», 1986. — 1 кн.; 36 с.
411. *Емельянов Н. П.* Оценка прогнозных ресурсов цветных и редких металлов Амурской области и Хабаровского края по состоянию на 1.01.1988 г. — Хабаровск: ПГО «Дальгеология», 1988.
412. *Емельянов П. П., Пчелинцева Г. А.* Материалы по стратиграфии юрских отложений Сквородинского района Амурской области. — Хабаровск: ДВГУ, 1961. — 46 с.
413. *Еникеев Ф. И., Старышко В. Е.* Оценка перспектив россыпной золотоносности ледниковых и приледниковых образований севера Читинской области. Отчет по теме № 189 за 1995—1998 гг. — Чита: ПГО «Читагеология», 1998. — 276 с.
414. *Еникеев Ф. И., Старышко В. Е., Сулимова Н. Ю.* Составление карты кайнозойских отложений Читинской области. Отчет по теме № 204 за 1998—2001 гг. — Чита: ФГУГП «Читагеолсъемка», 2001. — 155 с.
415. *Ермакова Г. Г.* Сводная таблица учета подземных вод за 1989 г. территории Амурской области с объяснительной запиской (Амурский гидрогеологический-89). — Свободный: АГРЭ, 1990. — 63 с.
416. *Ефимов А. Н., Тетяева Т. М.* Методика расчленения «немых» осадочно-метаморфических толщ позднего докембрия и раннего палеозоя Забайкалья для целей геологической съемки масштаба 1 : 50 000. Отчет по теме № 6. — Л.: ВСЕГЕИ, 1970. — 400 с.
417. *Ефимов А. Н., Тетяева Т. М., Стуканов А. С.* Методика расчленения и корреляции метаморфических комплексов докембрия и нижнего палеозоя Шилка-Олекминского района для целей крупномасштабного геологического картирования. Окончательный отчет по теме № 555. — Л.: ВСЕГЕИ, 1976. — 206 с.
418. *Ефремов А. И., Беляев Н. С.* и др. Отчет о результатах проведенных геолого-геофизических работ Салакитской партии за 1972 г. — Хабаровск: Геоф. эксп. ДВТГУ, 1973. — 88 с.
419. *Ефремов А. Б., Измайлов Ю. В.* Отчет о результатах поисковых работ на рудное золото на рудопроявлениях Буринда, Иличи, Звездное и в пределах Апсаканской рудной зоны. — Зея: Зейская ПСЭ, 1979. — 151 с.
420. *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 (Объект «Геоэкологический»). — Благовещенск: ФГУГП «Амургеология», 1999. — 952 с.
421. *Зайков В. А.* К вопросу о правомерности выделения нюкжинской свиты // Геология и полезные ископаемые Читинской области. — Чита, 2000. — С. 101—103.
422. *Залевская Л. Н., Сидоркин В. В.* Отчет о поисках подземных вод для водоснабжения п. Соловьевск с подсчетом эксплуатационных запасов подземных вод Соловьевского участка Джалиндинского месторождения (по состоянию на 1.01.1994 г.). — Тынды: МГПП «Гидрогеология», 1994. — 102 с.
423. *Запечников Н. М.* Акт на передачу Верхне-Бурпалинского молибденового рудопроявления, выявленного партией № 92 ПГО «Таежгеология». — Хабаровск: ПГО «Таежгеология», 1982. — 1 кн.; 19 с.
424. *Землянский Л. Н., Яковлев В. Л., Саксин Б. Г.* Геологическое строение района нижнего течения р. Уров в Восточном Забайкалье. Лист N-51-134-В. (Отчет Усть-Уровской партии по геологосъемочным и поисковым работам за 1962 г., масштаб 1 : 50 000). — Чита: ЧГУ, 1963. — 93 с.
425. *Зуев А. В., Ищукова Л. П., Копытов О. А.* и др. Отчет о результатах поисковых работ на золото, олово и другие полезные ископаемые в Урово-Урюмканском блоке по

геологическому заданию № 324-39 за 1989–1991 гг. — Иркутск: ПГО «Сосновгеология», 1991. — 247 с.

426. *Зуев А. В., Колесов Е. Б., Сердюк Л. В.* и др. Отчет о доразведке центральной части Джалиндинского (Кировского) золоторудного месторождения с подсчетом запасов золота по состоянию на 1.01.1996 г. — Пос. Октябрьский: ГРЭ-324 «Сосновгеология», 1996. — 595 с.

427. *Иванищенко А. К., Кузин А. А.* Отчет о результатах предварительной разведки на Березитовом золото-полиметаллическом месторождении с подсчетом запасов по состоянию на 1.09.1980 г. — Свободный: АГРЭ, 1982. — 9 кн.

428. *Иванов А. А.* Отчет о поисках железных руд на Агинканском объекте в пределах Ларбинского рудного района в 1985–1986 гг. — Тында: ТГРЭ ПГО «Таежгеология», 1990. — 174 с.

429. *Иванов А. А., Иванов О. П., Карсакова Н. Г., Бирюкова В. Н.* Отчет о результатах поисковых работ в бассейне р. Верхней Ларбы на Хоргочинском железорудном проявлении за 1983–1985 гг. — Пос. Кувькта: Тындинская ГПЭ, 1986. — 1 кн.; 234 с.

430. *Иванов С. А., Сипарова Ю. А., Любич И. В.* Отчет о геологической съемке и поисках масштаба 1 : 200 000, произведенных летом 1960 г. на территории северо-западной части листа N-51-XVI (Нижне-Ольдойская партия). — Хабаровск: ДВГУ, 1961. — 372 с.

431. *Инговатов А. П., Ложников А. В.* Геологический отчет о поисково-ревизионных работах в бассейне среднего течения р. Гилой на редкие элементы. — Благовещенск: АмурКГРЭ, 1961. — 140 с.

432. *Исакова Т. А., Сидоркин В. В., Залевская Л. Н.* Отчет о разведке подземных вод на участке Орочикан для водоснабжения завода КПД с подсчетом эксплуатационных запасов по состоянию на 1.08.1989 г. — Тында: ГРЭ ПГО «Таежгеология», 1989. — 3 кн.

433. *Ищукова Л. П., Тимошук Т. Н., Губкин Г. Н.* Тематические работы по составлению каталога проявлений нерадиоактивных полезных ископаемых, выявленных ПГО «Сосновгеология» при поисках урановых месторождений в междуречье Шилки и Аргуни. — Иркутск—Чита: ФГУПП, 2002. — 409 с.

434. *Кадеи В. Т.* Отчет о геологоразведочных работах Ольдойской ГРП, проведенных на месторождении Веселом за период с 1949 по 1953 г. с подсчетом запасов по состоянию на 1.05.1953 г. — Чита: Главвостокгеология, 1953. — 259 с.

435. *Кадеи В. Т.* Окончательный отчет о геологических исследованиях в бассейне верховьев р. Большой Ольдой, лист N-51. — Чита: Главвостокгеология, 1955. — 4 кн.; 1584 с.

436. *Казаков Ю. П., Казачихина Л. Л.* Отчет о результатах аэрогеофизических работ партии № 7 с прибором АСГМ-25 в Хабаровском крае и Якутии в 1956 г. — Хабаровск: ДВГУ, 1958. — 357 с.

437. *Казьмин М. И.* Окончательный отчет Сквородинской геологоразведочной партии по работам на цементное сырье 1940–1942 гг. — Иркутск: Сибгеолнеруд, 1946. — 106 с.

438. *Казмин Ю. Б., Филиппович И. З., Панкина С. А.* Отчет о тематических исследованиях по магматизму и металлогении Станового хребта за 1960 г. (Отчет о работе Тематической партии № 10 Сквородинской экспедиции № 4 в 1960 г.). — М., 1961.

439. *Калганов Е. Н., Кричевец В. И., Абрамович Ш. Л.* и др. Материалы к Государственной геолкарте СССР масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части листа N-51-I. — М.: ВАГТ, 1963. — 544 с.

440. *Каменских Т. Д., Попова С. П., Кувшинова Н. А., Перепечина Т. В., Карпова Т. Н.* Гидрогеологический ежегодник за 1991 г. Ч. II. Оценка состояния уровня загрязнения, истощения и мониторинга подземных вод, изучение инженерно-геологических экзогенных процессов и Государственный водный кадастр на территории Амурской области. — Свободный: АмурГРЭ, 1993. — 527 с.

441. *Капанин В. П., Ахметов Р. Н., Лобов А. И., Федоренко А. А., Ильин А. А., Рассудов В. Н., Бражников А. С.* 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. — 7 кн.; 432 с.
442. *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. — 554 с.
443. *Кац А. Г., Кислякова Н. Г., Раузер А. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые верхнего течения рек Алдан, Мал. Чульман, Чильчи, Ниж. Ларба и Ларби-кан. Отчет о работах партии № 3 за 1958 г. — М.: ВАГТ, 1959. — 2 кн.; 665 с.
444. *Кац А. Г., Нелидов В. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Иенгра—Тимптон и бассейна Мал. Гилюя (листы N-51, О-51). (Отчет о работах за 1960 г.) — М.: ВАГТ, 1961. — 2 кн.; 716 с.
445. *Кац А. Г., Раузер А. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые области Станового хребта в пределах верхних течений рек Сутам, Гилюй, Унаха. Отчет о работах партии № 1 за 1961 г. — М.: ВАГТ, 1962. — 2 кн.; 790 с.
446. *Кириллов Е. А.* Поисковые работы в зоне Бурпалинского глубинного разлома. Отчет о геологических результатах работ Ньюжинской партии № 46 за 1960—1961 гг. — Село Ново-Никольское: Октябрьская эксп., 1962. — 163 с.
447. *Кириллюк В. П.* Геология и условия формирования докембрийских комплексов юго-западной окраины Алдано-Витимского щита. Дис. на соискание уч. степени к. г.-м. н. — Львов: ГУ, 1965. — 585 с.
448. *Клюева Л. Н., Немогай С. Г.* Отчет об электроразведочных работах, проводившихся на территории Соловьевского прииска в 1960—1961 гг. — Свободный: Амурзолото, 1962. — 3 кн.; 331 с.
449. *Ковтонюк Г. П., Мельников В. Д., Лебедев В. Н., Данилов А. А., Мельникова О. И., Ильин А. А.* Оценка и учет прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Амурской области по состоянию на 1.01.1998 г. Золото россыпное. (Отчет по договору № 98—НИР от 7.08.97 г.). — Благовещенск: КПР АО, 1997. — 6 кн. — 645 с.
450. *Козак З. П., Вахтомин К. Д., Давыдов А. С., Беликов С. Н., Шилова М. Н., Чураев А. Е.* Отчет о результатах геологического доизучения площади масштаба 1 : 200 000 в бассейнах рек Уруша, Омутная, Ольдой, Бол. Невер (листы N-51-XV, N-51-XVI, N-51-XXI, N-51-XXII). Объект «Верхнеприамурский». — Благовещенск: ФГУГП «Амургеология», 2002. — 6 кн.; 935 с.
451. *Козлов С. А., Гольдмахер И. В., Лобашов Н. Д.* Геологическое строение и полезные ископаемые водоразделов рек Джелонгда, Джелинда. Окончательный отчет Джелонгдинской партии по работам за 1968—1969 гг. — Чита: ЧГУ, 1970. — 255 с.
452. *Козлов С. А., Зайков Е. А., Карасев В. В.* и др. Легенда Олекминской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000. — Чита: ГГУП «Читагеолъемка», 1998. — 195 с.
453. *Козлов С. А., Зайков Е. А., Новченко С. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые листов N-50-XXVIII, XXIX, XXXIV. Отчет Жирекенской партии о результатах работ ГДП-200 за 1994—2001 гг. — Чита: ФГУГП «Читагеолъемка», 2002. — 677 с.
454. *Козырев С. К., Волкова Ю. Р., Игнатенко Н. Н., Попов М. А., Мавринская С. А., Трутнева Н. В., Игнатенко О. Н.* Отчет о результатах геологического доизучения площади масштаба 1 : 200 000 в бассейнах рек Уркан, Буринда (листы N-51-XXIII, XXIV, XXIX, XXX). Объект «Талданский». — Благовещенск: ФГУГП «Амургеология», 2002. — 4 кн.; 906 с.
455. *Комаров И. П., Козак З. П.* Отчет о результатах геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейнах рек Анградок, Тыгукит, Олонгро и руч. Курбатка. — Зея: ЗПСЭ, 1972. — 216 с.
456. *Комаров И. П., Козак З. Н.* и др. Отчет о результатах геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейне верхнего течения р. Бол. Джелтулак. — Зея: Зейская ГСП, 1974. — 179 с.

457. *Кончакова А. И.* Каталог буровых скважин на воду Амурской области, составлен на 1.01.1958 г. с гидрогеологическим очерком. — Хабаровск: ДВГУ, 1959. — 630 с.
458. *Корнутова Е. И., Цветков В. П.* Стратиграфия кайнозойских отложений Забайкалья. Окончательный отчет по теме № 746. — Л.: ВСЕГЕИ, 1977. — 303 с.
459. *Коробушкин Н. Г., Богданович В. И.* Отчет о результатах поисковых работ на рудное золото масштабов 1 : 25 000 и 1 : 10 000 в Гонжинском и Нижнеселемджинском золотоносных районах и поисково-оценочных работ на месторождении Буринда. — Зeya: Зейская ГСП, 1985.
460. *Королев В. Ф., Никулин Л. Г.* Геологический отчет о результатах поисково-разведочных работ на уголь, проведенных Тупикской партией на площади Тунгирской впадины в 1967—1968 гг. — Чита: ЧГУ, 1969. — 28 с.
461. *Кошеленко В. В., Иванов С. Е., Усов И. О.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Илин-Сала, Тас-Юрях, Дырын-Макит, Дырын-Юрях, Имангажит. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 листов О-51-121-Г; О-51-122-В, Г; О-51-123-В; О-51-133-Б; О-51-134-А, Б. — Зeya: Зейская ГСП, 1991. — 5 кн.; 771 с.
462. *Кошков Ю. В., Карасев В. И.* и др. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейнах нижнего течения р. Кенгурак Бол. и верхнего течения р. Кудеча. — Зeya: Зейская ПСЭ, 1968. — 178 с.
463. *Кошков Ю. В., Шейкина И. С., Вахтомина Н. Д.* Отчет по составлению легенды Зейской серии листов Госгеолкарты-200 (издание второе). Объект «Амуру-Зейский». — Благовещенск: Амургеология, 1998. — 153 с.
464. *Краснов Г. Ф., Федулов В. С.* и др. Окончательный отчет о разведочных работах, проведенных в 1964—1970 гг. в бассейне р. Коровина — п.п. Ольдоя М. в Сквородинском районе Амурской области с подсчетом запасов. — Свободный: Амурзолото, 1970. — 4 кн.; 560 с.
465. *Краснянская Е. Е., Толстов В. Е.* Геологический отчет о результатах поисково-ревизионных работ на уголь в районе верхнего течения р. Амур, проведенных Толбузинской партией в 1958 г. — Свободный: АГРЭ, 1959.
466. *Краснянская Е. Е., Толстов В. Е., Чанышев И. С.* Отчет о результатах геолого-поисковых и поисково-ревизионных работ на рудное золото и уголь, проведенных в бассейне среднего течения р. Ольга, левого притока р. Амур. — Свободный: АГРЭ, 1960.
467. *Кугель Г. Х., Касьянов В. С., Туманова Е. М.* и др. Гидрогеологические условия бассейнов нижнего течения рек Аргунь и Шилки. Лист N-51-В (Ерофей Павлович). Отчет партии № 888 по гидрогеологической съемке масштаба 1 : 500 000 за 1966—1968 гг. — М.: Гидрогеологическая экспедиция 20-го района, 1969. — 201 с.
468. *Кужелева Н. В., Печак А. И., Павлов Ю. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые верхнего и нижнего течения р. Бугарихта. Окончательный отчет Кадачинской партии по геологической съемке и поисковым работам масштаба 1 : 50 000 за 1968—1971 гг. — Чита: ЧГУ, 1972. — 304 с.
469. *Кузин А. А.* Отчет о результатах детальных поисков и поисково-оценочных работ на рудное золото, проведенных в пределах Березитового рудного поля (Орогжанский участок, 1981—1984 гг.). — Хабаровск: ГПЭ, 1984.
470. *Кузин А. А., Савицкий А. А.* Отчет о результатах поисковых работ на рудное золото, проведенных в бассейне р. Сергачи (Колоктиканский участок, 1980—1984 гг.). — Зeya: Зейская ГПЭ, 1984. — 1 кн.; 174 с.
471. *Кузьмичев В. А.* Отчет о геолого-поисковых работах на полиметаллы в бассейне среднего течения р. Гилюй (прииск Курбатовский) в 1950—1951 гг. — Хабаровск: ДВГУ, 1952. — 2 кн.; 196 с.
472. *Курник Л. П., Калабин Н. В., Сухоруков Н. И.* Отчет о результатах разведки первой очереди Бамского золоторудного месторождения с подсчетом запасов по рудным телам № 2, 4А, 6 по состоянию на 1.01.2000 г. Объект «Бамский», 1997—1999 гг. (Тындинский район, N-51-IV). — Тында: ООО ГРК «Апсакан», 2000. — 5 кн.; 648 с.

473. Курник Л. П., Калабин Н. В., Сухоруков Н. И. Отчет о результатах разведочных и опытно-эксплуатационных работ в пределах западной и центральной частей Бамского золоторудного месторождения (карьерная добыча) и поисково-оценочных работ на флангах рудного поля и о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на флангах Бамского месторождения. Объекты «Бамский» и «Чульбангринский», 1997–2003 гг. (Тындинский район, N-51-IV). – Тында: ООО ГРК «Апсакан», ОАО ЗДП «Тукурингра», ООО «Базис», 2003. – 12 кн.; 1918 с.

474. Курник Л. П., Крищенко А. Н. Проект и смета на поиски и оценку месторождений апатитов в пределах Евгеньевского проявления. Объект «Евгеньевский». (Тындинский район, N-51-VI). – Тында: «Базис» ООО, 2002. – 2 кн.; 157 с.

475. Кычаков М. Г., Макаренко В. Д., Хазов Р. А., Хазова В. И. Окончательный отчет о поисково-ревизионных работах масштаба 1 : 100 000, проведенных Амурской поисково-ревизионной партией в бассейнах рек Уруша, Ольдой, Б. Невер в 1955 г. – Чита: Главвостокгеология, 1956. – 2 кн.; 883 с.

476. Лавров М. М., Свириденко Л. П., Лысак А. М. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западной части листа N-51-XIX. Отчет Аникинской геологосъемочной партии за 1961 г. – Чита: ЧГУ, 1962. – 148 с.

477. Лебедев В. Н. Отчет о результатах поисковых работ на россыпное и рудное золото, проведенных в бассейне р. Уркима в Тындинском районе Амурской области. – Свободный: АмурГРЭ, 1982. – 146 с.

478. Левыкин Н. Ф. Отчет о поисково-разведочных работах на рудное и россыпное золото, проведенных Урканской экспедицией в 1953 г. – Свободный: Урканская экспедиция АГРК «Золоторазведка», 1954. – 3 кн.; 649 с.

479. Левыкин Н. Ф. Материалы подсчета запасов золота по Джелтулакскому россыпному месторождению на 1.01.1958. – Свободный: Амурзолото, 1958. – 7 кн.

480. Левыкин Н. Ф., Климов Н. В. Отчет о поисково-разведочных работах на рудное и россыпное золото, произведенных Урканской экспедицией в 1954 г. – Свободный: АГРК, 1955. – 3 кн.; 444 с.

481. Левыкин Н. Ф., Климов Н. В. Отчет о поисково-разведочных работах на рудное и россыпное золото, произведенных Урканской экспедицией в 1955 г. – Свободный: АГРК, 1956. – 3 кн.; 338 с.

482. Легенда Алдано-Забайкальской серии листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) / Гл. ред. Г. Л. Митрофанов (ФГУП «ВостСибНИИГГиМС»). – Иркутск, 2002. – 87 с.

483. Лейфман Е. М. Геология и металлогения области сочленения Монголо-Охотского пояса и Становой зоны (на примере Шилка-Тунгирского междуречья). Дис. на соискание уч. степени к. г.-м. н. – Львов: ЛГУ, 1967. – 567 с.

484. Лейфман Е. М., Кирилук В. П., Сиворонов А. А. Материалы к Государственной геологической карте масштаба 1 : 200 000 листа N-50-XXIV. Отчет Могочинской ГСП о геологосъемочных работах в 1960–1961 гг. – Чита: ЧГУ, 1962. – 469 с.

485. Лесняк Р. В., Сеница С. М., Лесняк Н. М., Матлашова Л. А. Промежуточный отчет о тематических работах по возрастному расчленению мезозойских интрузий в Восточном Забайкалье, проведенных Гранитоидной партией в 1962 г. – Чита: ЧГУ, 1963. – 114 с.

486. Лимонов О. А. Отчет о результатах поисковых и разведочных работ на россыпное золото, проведенных в верховьях р. Монголи, с подсчетом запасов по состоянию на 1.10.2000 г. Объект «Монголийский», 1997–1999 гг. – Пос. Тахтамыгда: ООО «Амурский горный центр», 2000. – 2 кн.; 141 с.

487. Лимонов О. А. Информационный отчет о результатах незавершенных поисковых работ на рудное золото, проведенных в междуречье рек Ольдой–Уруша в 1997–2001 гг. Объект «Ольдойский». (Сковородинский район, N-51-XVI, XXII). – Пос. Тахтамыгда: ООО «Амурский горный центр», 2003. – 1 кн.; 191 с.

488. Лиханов В. М., Дворядкин В. Ф., Анцибор Д. И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Ненюга–Бол. Эльгакан–Нюкжа. (Отчет Верхне-Ненюгинской партии по групповой геологической съемке и поискам масштаба 1 : 50 000

- со специализированным доизучением за 1983–1988 гг.). Листы N-51-28-B, Г, N-51-40-A, Б, В. — Чита: ПГО «Читагеология», 1988. — 963 с.
489. *Лобов А. И.* Акт на передачу Ульдугичинского золотоносного участка и Ульдугичинского рудопоявления золота. Магдагачинский район. Лист N-51. — Хабаровск: Дальгеология, 1983. — 39 с.
490. *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. — 51 с.
491. *Лобов А. И., Безотосный В. В.* Оценка прогнозных ресурсов графита, вермикулита, талька, кварцитов Амурской области по состоянию на 1.01.1993 г. — Хабаровск: Таежная ГЭ, 1993. — 37 с.
492. *Лобов А. И., Безотосный В. В., Федоренко А. А.* Оценка прогнозных ресурсов золота (коренного), серебра, платины Амурской области по состоянию на 1.01.1993 г. — Хабаровск: Таежная ГЭ, 1993. — 87 с.
493. *Лобов А. И., Бражников А. С.* и др. Комплексные прогнозно-минерогенические исследования территории Амурской области масштаба 1 : 500 000 (отчет по объекту ГМК-500 за 1991–1996 гг.). — Хабаровск: Таежная ГЭ, 1996. — 15 кн.; 2913 с.
494. *Логинов Ю. М., Воронин Д. В., Москаленко З. Д., Филатов Г. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части листа N-51-XXIII (отчет о геологосъемочных и поисковых работах масштаба 1 : 200 000 Талданской партии за 1959 г.). — Л.: ДВГУ, 1960. — 3 кн.; 827 с.
495. *Лысак А. М., Лесняк Н. М., Эйдельман Л. Е.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые низовьев р. Шилки. Отчет Алгаканской геологосъемочной партии за 1965 г. — Чита: ЧГУ, 1967. — 193 с.
496. *Лысенко В. Ф., Срибный В. Г.* и др. Отчет о результатах геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейнах рек Крестовка, Бол. Янкан, Джалинда и Мал. Уркан. — Зея: Зейская ГСП, 1976. — 2 кн.; 250 с.
497. *Ляховкин Ю. С., Годзевич Б. Л., Крыжевич С. С.* Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 бассейнов рек Хугдер и Ульдегит. — Зея: Зейская ГСП, 1976. — 4 кн.; 293 с.
498. *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 Сугд-жар, Бомнак и Сугджарикан. — Зея: ЗГСЭ, 1973. — 2 кн.; 253 с.
499. *Майборода А. А., Сальникова Н. Н.* Оценить потенциал платиноносности базит-гипербазитовых интрузий Амурской области (объекты Уркима, Гарь-2, Брянта). — Хабаровск: ДВИМС, 1989. — 2 кн.; 99 с.
500. *Максимов Е. П., Карелин В. В., Уютов В. И.* Мезозойские магматические породы Алданского щита (отчет по теме: «Геология и металллоносность мезозойского магматического комплекса Алданского щита»). — Якутск: ЯТГУ, 1969.
501. *Максимов Е. П., Карелин В. В., Уютов В. И.* Мезозойский щелочной–субщелочной магматизм Алдана и оруденение (отчет по теме: «Серии мезозойских щелочных и субщелочных пород Алдана и их рудная специализация»). — Якутск: ЯТГУ, 1974.
502. *Малич Н. С., Миронюк Е. П.* (отв. исп.). Разработка общей корреляционной схемы геологических образований Сибирской платформы как основа для сводных легенд серий Госгеолкарты СССР масштаба 1 : 50 000. Окончательный отчет по теме № 27 за 1983–1986 гг. — Л.: ВСЕГЕИ, 1986.
503. *Мартынюк М. В., Рямов С. А., Кондратьева В. А.* Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области (Отчет по теме № 330 за 1987–1990 гг.). — Хабаровск, 1990. — 215 с.
504. *Махинин А. В., Печинский Р. Д.* Отчет Бурпалинской партии о результатах поисковых работ за 1960 г. — Хабаровск: ДВГУ, 1961. — 80 с.
505. *Медведев В. В.* Технический отчет о результатах разведочных работ на Толбузинском каменноугольном месторождении в 1934 г. — Владивосток: ДВГГГТ, 1935. — 20 с.

506. *Мельников В. Д., Полеванов В. П.* Районирование золотоносных площадей Амурской области. — Благовещенск: Амурск. отдел ДВИМСа, ПГО «Таяжгеология», 1990. — 27 с.
507. *Минаков В. С.* (отв. исп.). Отчет о ГГС и ГДП масштаба 1 : 50 000 на территории листов О-51-132-Б, Г; О-52-121; 122; 133-А, Б; 134-А, Б (Гувилгринский золотоносный район) по работам Мелемкенской партии за 1981—1987 гг. — Алдан: ТУГРЭ, 1987.
508. *Михайлова Т. Н., Кондратьев М. Я., Радченко К. М.* Отчет Тунгирской партии № 120 о результатах поисковых работ за 1961 г. — Иркутск: Сосновская экспедиция, 1962. — 325 с.
509. *Михалевский А. Н., Стриха А. Е., Данилов А. А.* и др. Отчет о результатах поисковых работ на рудное золото в пределах Уркинского рудного узла. Объект «Снежинка» (Сковородинский район, N-51-XIV). — Благовещенск: ООО ГРФ «Недра» (ТОО «Циркон»), 1999. — 149 с.
510. *Мишарин Ю. П., Колесников В. Б., Кислицын В. Н.* Выделение площадей, перспективных на выявление золотоносных россыпей тектонических уступов, расположенных в прибортовых частях мезо-кайнозойских впадин Читинской области. Отчет по теме № 381 за 2001—2002 гг. — Чита: ЗабНИИ, 2002. — 95 с.
511. *Молчанов Е. Д., Сухоруков Н. И., Молчанова Н. И.* Отчет по поисково-оценочным работам на Бамском месторождении золота и поисковым работам на его флангах (Апсаканский объект, 1990—1995 гг.). — Тында: САГРЭ — а/с Тукурингра, 1995. — 7 кн.; 1022 с.
512. *Муравцова Т. И.* Отчет о результатах поисковых работ на россыпное золото, проведенных в бассейне верхнего течения р. Средняя Ларба в Тындинском районе Амурской области. — Свободный: АмурГРЭ, 1985. — 89 с.
513. *Негода В. М., Стецюк М. И., Блинников Н. И.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Амазар. Окончательный отчет Ново-Чичаткинской поисково-съёмочной партии по работам 1968—1971 гг. Листы N-51-75-Г; N-51-76-В; N-51-88-А. — Чита: ЧГУ, 1972. — 350 с.
514. *Недоря Е. И., Шеремет М. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Бол. Могочи и Бол. Шуруги. Окончательный отчет Шуругинской геологосъёмочной партии по работам 1968—1969 гг. — Чита: ЧГУ, 1970. — 383 с.
515. *Нижегородов С. В., Зубкова Е. И., Хотеева З. С.* Производственно-технический отчет Амурской мелиоративной проектно-изыскательской экспедиции за 1994 г. Гидрогеолого-мелиоративные работы. — С. Чигири: АМПИЭ, 1995. — 34 с.
516. *Оглых Г. П.* Информационный отчет о проведении мониторинга подземных вод на территории Амурской области за 1995 г. (объект Амурский гидрорежимный-95). — Свободный: Режимная партия АмурГПП, 1996. — 204 с.
517. *Оглых Г. П.* Информационный отчет о ведении мониторинга подземных вод на территории Амурской области за 1996 г. (Объект Амурский гидрорежимный-96). — Свободный: Режимная партия ГПП «Амургеология», 1997. — 210 с.
518. *Оглых Г. П.* Информационный отчет о проведении мониторинга подземных вод на территории Амурской области за 1998 г. Объект «Амурский гидрорежимный-98». — Свободный: Амургеология, 1999. — 254 с.
519. *Оглых Г. П.* Информационный отчет о проведении мониторинга подземных вод на территории Амурской области за 1999 г. Объект «Амурский гидрорежимный-99». — Свободный: ФГУГП «Амургеология», 2000. — 287 с.
520. *Оглых Г. П., Каменских Т. Д., Бондаренко Г. Н., Кувшинова Н. А.* Гидрогеологический ежегодник за 1993 г. Стационарные режимные наблюдения и Государственный водный кадастр на территории Амурской области (Амурский гидрорежимный-93). — Свободный: МП Амургео, 1994. — 190 с.
521. *Озерский А. Ф.* и др. Легенда Приаргунской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе) с объяснительной запиской. — Чита, 1995. — 75 с.

522. *Озерский А. Ф., Винниченко Е. Л., Шивохин Е. А.* Сводная легенда Шилко-Аргунской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000. Отчет Приаргунской партии по работам 1992–1993 гг. – Чита: ГПП «Читагеолсъемка», 1993. – 88 с.

523. *Окунева Т. М., Осипов В. В.* Морской триас южных районов Востока СССР (палеонтологическое обоснование и межрегиональная корреляция). Окончательный отчет по теме № 3-3/32. – Л.: ВСЕГЕИ, 1986. – Т. 1, кн. 1; с. 66–93.

524. *Олькин Г. Ф., Старк А. Г.* Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-51-XXI. – Хабаровск: ДВГУ, 1963. – 114 с.

525. *Олькин Г. Ф., Старк А. Г., Жилицкая У. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов нижних течений рек Омутная и Уруша. (Отчет Игнашинской партии о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1963–1964 гг.). – Хабаровск: ДВГУ, 1965. – 195 с.

526. *Олькин Г. Ф., Старк А. Г., Стариков Ю. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые западной части листа N-51-XXI. (Отчет о геологосъемочных и поисковых работах масштаба 1 : 200 000, проведенных Нижне-Урушинской партией летом 1961 г.). – Хабаровск: ДВГУ, 1962. – 267 с.

527. *Ольшанский В. Н.* Объяснительная записка к подсчету запасов золота по долине руч. Янкан (резервный дражный полигон) на 1 января 1944 г. – 3 кн.; 116 с.

528. *Остапенко Н. С., Ложников А. В., Дубов В. С.* Оценка меденосности скарнов Тахтамыгдинского рудопоявления по данным комплексных геохимических и геофизических исследований (отчет за 1964–1965 гг.). – Благовещенск, 1966.

529. *Павлов А. М.* Отчет о поисково-ревизионных работах на золото на участке Хорогочи в 1993–1995 гг. (Объект Таежный-93). – Хабаровск: Таежная ГЭ, 1995. – 85 с.

530. *Павлык В. В., Афонин Г. А., Димова Н. Д.* и др. Отчет Буричинской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 с общими поисками за 1986–1991 гг. Листы N-50-43, 44, 45-В. – Чита: ГПП «Читагеология», 1991. – 758 с.

531. *Пан В. П., Барвенко В. А., Васильев И. А., Ефремов М. А.* Отчет о результатах геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейнах рек Кавли и Бол. Талга (Кипучинская партия). – Свободный: АмурРАЙГРУ, 1967. – 2 кн.; 249 с.

532. *Парняков С. П.* Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Становая. Лист N-51-XVIII. – Хабаровск: ДВГУ, 1963, 1964, 1968. – 118 с, 2 гр. пр.

533. *Парняков С. П.* и др. Отчет о геологосъемочных и поисковых работах в бассейнах рек Талги, Тынды Бол. и Джуваскита. Масштаб 1 : 50 000. – Зея: Зейская ГСЭ, 1966.

534. *Пежемский Г. Г., Бучинский В. А., Саукова Л. Г.* Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1 : 50 000 в бассейнах среднего течения рек Ольдой Бол. и Хайкта. – Хабаровск: ДВГУ, 1964. – 259 с.

535. *Пежемский Г. Г., Дворкина Б. Д., Никитин А. И., Налимова А. А.* Отчет о геологосъемочных и поисковых работах масштаба 1 : 50 000 в бассейнах р. Сергачи и нижнего течения р. Хайкты (правые притоки р. Ольдой Бол.) (лист N-51-54-Г и западная часть листа N-51-55-В). Хайктинская партия, 1960 г. – Хабаровск: ДВГУ, 1961. – 373 с.

536. *Пересторонин А. Е., Коробицин Н. В.* Отчет о результатах поисков месторождений «карлинского типа» в Тахтамыгдинском потенциально золоторудном районе за 2001–2005 гг. Объект «Бальдижакский». (Сковородинский район, N-51-XVI, XVII). – Благовещенск: ФГУПП «Амургеология», 2005.

537. *Петрук В. Н., Петрук Н. Н., Ефремов А. Б.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Ньюджи, Ларбы В., Ольдой Б. и Джелтулы. Отчет Мульмугинского-81 участка о результатах групповой геологической съемки и геологического доизучения площади масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1981–1987 гг. на территории листов: N-51-20-В, Г-в, г; 30-в, г; Г; 31-А, Б, В, Г; 32-А, Б, В; 43-А, Б, В-а, б, Г-а, б. – Зея: Зейская ГСЭ, 1987. – 4 кн.; 679 с.

538. *Петрук Н. Н., Петрук В. Н., Ефремов А. Б.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Зeya. (Южное и Ю-З обрамление Зейского водохранилища). Отчет о групповой геологической съемке и геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 площадей листов N-52-51-Б-в, г; В-б, г; Г; N-52-63-А-б; Г-а, б, г; N-52-64-А, Б, В, Г. — Зeya: Зейская ПСЭ, 1992. — 4 кн.; 927 с.

539. *Петрук Н. Н., Беликова Т. В., Дербeko И. М.* Легенда и объяснительная записка к легенде Становой серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (издание второе). — Благовещенск: ГПП «Амургеология», 1998. — 123 с., 9 гр. пр.

540. *Петрук Н. Н., Беликова Т. В., Дербeko И. М.* Геологическая карта Амурской области. Масштаб 1 : 500 000. (Отчет по объекту «ГК-500»). — Благовещенск: ФГУГП «Амургеология», 2001. — 236 с., 20 гр. пр.

541. *Печинский Р. Д.* Отчет о поисковых работах на тантал и ниобий, проведенных в Джелтулакском районе в 1961–1962 гг. (Бурпалинская партия). — Хабаровск: ДВГУ, 1963. — 121 с.

542. *Пилягин В. П.* Оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Читинской области по состоянию на 1.01.1999 г. (благородные металлы, алмазы). — Чита: ФГУГП «Читагеологоразведка», 1999. — 686 с.

543. *Пипич А. В., Вахтомин К. Д., Листопадов И. П.* и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки и геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 в бассейнах рек Ольдой, Кенгурак и Малый Уркан на территории листов N-51-54-В, Г; N-51-55-В-а, в; N-51-57-В-в, г; N-51-57-Г-в, г; N-51-58-В-в, г; N-51-67; N-51-68; N-51-69-А, В; N-51-69-Б-а, б; N-51-70-А-а, б (Магистральный-80). — Зeya: Зейская ГСП, 1986. — 4 кн.; 859 с.

544. *Пипич А. В., Пересторонин А. Е., Серезжников А. Н., Яшинов А. Л., Носырев М. Ю., Вьюнов Д. Л.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ по рудному золоту на Доминиканской площади в 1994–1997 гг. Объект «Находка». (Тындинский район, N-51-У). — Тында: ОАО ЗДП «Тукурингра», 2004. — 246 с.

545. *Победаш И. Д., Павлова И. Н., Рычагов И. П.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Ненюги и верховьев Лопчи. (Окончательный отчет Ненюгинской геологосъемочной партии за 1966–1971 гг.). — Чита: ЧГУ, 1971. — 275 с.

546. *Попов И. П., Новиков Н. Л.* Отчет о результатах поисковых работ на уголь, проведенных Нюкжинским отрядом Уркиминской партии в пределах Эльгаканской депрессии в 1961–1962 гг. — Хабаровск: ДВГУ, 1963. — 3 кн.; 92 с.

547. *Попова С. П.* Отчет о региональном изучении минеральных и термальных вод на территории Амурской области. (Объект «Минеральный», 1994–1996 гг.). — Свободный: ТОО «Амургео», 1998. — 2 кн.; 275 с.

548. *Приймак В. П., Богомолов Т. Е., Дорошков С. А.* и др. Отчет аэrorадиометрической партии № 325 за 1958 г. Результаты аэропоисковых работ в верхней части бассейнов рек Тунгира и Амура. — Иркутск: Сосновская экспедиция, 1959. — 329 с.

549. *Проскурников В. Е., Руденко Д. Г., Дворкина Б. Д.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые района Кировского золоторудного месторождения и прилегающих к нему бассейнов рек Крестовка, Янкан и Мал. Уркан. (Отчет о геологосъемочных и поисковых работах масштаба 1 : 50 000 на части листов N-51-57-В, Г; N-51-58-В; N-51-69-А, Б и N-51-70-А). — Л.: ДВГУ, Ленинград. эксп., 1960. — 9 кн.; 2110 с.

550. *Процок В. Ф., Воробьев Ю. М.* Отчет о разведке Крестовского месторождения графия. (Сковородинский район, лист N-51-Х). — Гипротранскарьер, 1969. — 2 кн.; 261 с.

551. *Прусаков В. М., Дубровная Н. П.* и др. Отчет о результатах комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемки масштаба 1 : 200 000 в пределах листов О-51-XXVI; XXVII; XXVIII; XXIX-117-В; XXXIII; XXXIV; XXXV; XXXVI-143; N-51-V-10; VI-11 (в пределах Якутской АССР) по работам Чульманской гидрогеологической партии № 11/76, 1975–1979 гг. — Якутск: Якут. ТГУ, 1979. — 5 кн.; 718 с., 230 гр. пр.

552. *Путинцев В. К., Заблочкий Е. М., Колмак Л. М.* и др. Магматические формации активизированных областей ДВ и их металлогеническая специализация. Отчет по теме № 56. — Л.: ГФ ВСЕГЕИ, 1970. — 132 с.

553. *Рассудов В. Н., Безотосный В. В., Лобов А. И.* Оценка прогнозных ресурсов олова, вольфрама, молибдена, бериллия и алюминия Амурской области по состоянию на 1.01.1993 г. — Хабаровск: Таежная ГЭ, 1993. — 74 с.

554. *Раузер А. А., Немых Г. А., Ухина И. Ф.* и др. Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Юго-западная часть листа N-51-II. — М.: ВАГТ, 1966. — 177 с.

555. *Раузер А. А., Ухина И. Ф., Носова О. М., Шлосберг М. А., Шеглова Г. И.* Геологическое строение бассейна р. Лопчакан. (Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000). — М.: ВАГТ, 1965. — 229 с.

556. *Родионов В. Н., Глотов В. Д., Забелин Е. К.* Отчет о результатах поисковых работ на россыпное и рудное золото, проведенных в 1969–1972 гг. в бассейнах рек Уркан и Арби. — Свободный: АмурГРЭ, 1973. — 122 с.

557. *Романова Л. П., Карпенко Т. Я.* и др. Отчет о групповой гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на площади листов О-51-XXXII, О-51-XXXIII, N-51-III, N-51-IV (Гилюйский-85 участок). — Хабаровск: ХГГПП, 1995. — 6 кн.; 1411 с.

558. *Ростопчин Е. П.* Поиски редких металлов в бассейнах рек Могот, Гонам и правых притоков р. Тимптон. — Свободный: АГРЭ, 1959. — 125 с.

559. *Руденко Д. Г.* Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1 : 50 000 в бассейнах рек Одолго, Амунакан, Анамжак (части листов N-51-31-А, В). Амунаканская партия, 1962. — 210 с.

560. *Руденко Д. Г.* Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1 : 50 000 в бассейне среднего течения р. Нюкжа (листы N-51-31-а и N-51-31-в). Амунаканская партия, 1964. — 235 с., 22/24 гр. прил.

561. *Руденко Д. Г., Руденко Г. В., Шатов В. Ф.* Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1 : 50 000 в восточной части хр. Джелтулинский Становик (часть листов N-51-43-В, Г и N-51-44-В). Орольдянская партия, 1962. — 244 с.

562. *Рузанов А. В., Толстиков С. И.* Отчет о результатах геологоразведочных работ и подсчет запасов по Ольдойскому месторождению известняков в Амурской области. — Иркутск: «Росгеологоразведка», 1957. — 2 кн.

563. *Рутштейн И. Г., Богач Г. И., Негода В. М.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые листов М-50-III, IV, IX, X. Отчет Ундинской и Тургинской партий по ГДП-200 за 1992–2000 гг. — Чита: ГГУП «Читагеолсъемка», 2000. — 923 с.

564. *Рутштейн И. Г., Ридер Э. Р., Анашкина К. К.* и др. Металлогеническая карта Читинской области масштаба 1 : 500 000. Отчет по теме № 15 за 1970–1977 гг. — Чита: ЧГУ, 1977. — 1468 с.

565. *Рухин В. А., Наумов С. А.* Отчет Ольдойской геологоразведочной экспедиции треста «Золоторазведка» за 1944 г. — М.: «Золоторазведка», 1945. — 82 с.

566. *Рыбалко В. А., Самсонова И. А.* Объяснительная записка к прогнозно-металлогенической карте масштаба 1 : 200 000 западной части Умлекано-Огоджинской вулканогенно-интрузивной зоны. — Зeya: Зейская ПСП, 1985. — 2 кн.; 161 с.

567. *Савенко С. В.* Подсчет запасов россыпного золота месторождений Бургали М. — левого притока Амура и Талали — левого притока Буринды-2 (Осежинский золотоносный узел). — Благовещенск: ИФ «Гера», 1996. — 39 с.

568. *Савенко С. В.* Отчет о результатах поисковых и разведочных работ на россыпное золото, проведенных в бассейне р. Бургали — левого притока Амура, с подсчетом запасов на 1.06.1997 г. (Осежинский объект, 1992–1997 гг.). — Благовещенск: ИФ «Гера», 1997. — 2 кн.; 352 с.

569. *Сахарук В. В.* Отчет о доразведке Тындинского-1 месторождения строительного камня. (Тындинский участок, 1978–1979 гг.). — Свободный: АмурГРЭ, 1979. — 61 с.

570. *Саяпина Л. М., Сластинова Н. Е.* Геолого-экономический обзор угольных месторождений и площадей Хабаровского края и Амурской области по состоянию на 1.01.1967 г. — Хабаровск: ДВГУ, 1968. — 1 кн.; 280 с.

571. *Семенов В. Н., Глинка В. Т., Баянов В. Д.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Пинжак, Дес, Солонцовая Чичатка и среднего течения р. Амазар. (Отчет Десинской партии по групповой геологической съемке и поискам масштаба 1 : 50 000 за 1976—1981 гг.) — Чита: ПГО «Читагеология», 1981. — 416 с.

572. *Семенов В. Н., Глинка В. Т., Богач Г. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Чичатка и Джапиджак. Отчет Чонгольской партии по работам 1972—1974 гг. — Чита: ЧГУ, 1978. — 217 с.

573. *Семенов В. Н., Глинка В. Т., Костенко А. М.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые верховой рек Дес—Чичатка. Окончательный отчет Кулинской партии. — Чита: ЧГУ, 1968. — 161 с.

574. *Семенов В. Н., Глинка В. Т., Фалькин Е. М.* Объяснительная записка к легенде Становой серии листов геологической карты Читинской области масштаба 1 : 50 000. — Чита: ЧГУ, 1972. — 129 с.

575. *Семенов В. Н., Стецюк М. И., Старухина Л. П.* и др. Возрастное расчленение протерозойских и палеозойских геологических формаций Олекмо-Шилкинского междуречья для легенды Становой серии геологических карт масштаба 1 : 50 000. Отчет по теме за 1982—1986 гг. — Чита: ПГО «Читагеология», 1986. — 165 с.

576. *Семенов Ф. И.* Отчет о детальной разведке Гонжинского месторождения минеральных углекислых вод с подсчетом эксплуатационных запасов на 1.07.1988 г. — Свободный: АмурГРЭ, 1988. — 4 кн.; 562 с.

577. *Сергеев Е. М.* и др. Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика долин низовьев Шилки и Аргуни и Верхнего Амура (сводный отчет по исследованиям 1957—1960 гг. в связи с составлением схемы использования каскада ГЭС в бассейне Амура (в 2-х томах). — М.: Амурская экспедиция МГУ, 1960. — 7 кн.

578. *Сидоркин В. В.* Шахтаумское месторождение подземных вод. Отчет о поисках подземных вод для водоснабжения г. Тынды с подсчетом запасов Шахтаумского месторождения по состоянию на 1.01.1985 г. — ПГО «Дальгеология», 1985. — 233 с.

579. *Сидоркин В. В.* Отчет о разведке подземных вод для водоснабжения г. Тынды с подсчетом запасов Завьяловского и Амуналийского месторождений на 1.09.1986 г. — Тында: Тындинская ГПЭ, 1986. — 199 с.

580. *Сидоркин В. В.* Отчет о разведке подземных вод на участке Корал Шахтаумского месторождения для г. Тынды с подсчетом эксплуатационных запасов по состоянию на 1.08.1988 г. Лист N-51. — Тында: Тындинская ГПЭ, 1988. — 4 кн.

581. *Сидоркин В. В.* Отчет о разведке подземных вод на участке Бурухинский для водоснабжения деревообрабатывающих заводов ПО «Тындалес» с подсчетом эксплуатационных запасов по состоянию на 1.01.1991 г. — Тында: Тындинская ГРЭ ПГО «Таежгеология», 1991. — 2 кн.

582. *Сидоркин В. В.* Результаты оценки эксплуатационных запасов минеральной природной столовой воды «Бурухинская» (по состоянию на 1.03.1997 г.). — М.: АОЗТ «ГИДЭК», 1997. — 2 кн.; 136 с.

583. *Сидоркин В. В.* Отчет. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод участка «Колхозный». Объект «Первомайский». (Тындинский район, N-51-XI). — М.: ГНПП «ГИДЭК», 2001. — 2 кн.; 182 с.

584. *Сидоркин В. В.* Оценка эксплуатационных запасов подземных вод для ст. Бамовская по состоянию на 1.01.2001 г. Объект «Кипучий». (Сковородинский район, N-51-XVI). — М.: Научно-производственная и проектная фирма (НППФ) «ГИДЭК», 2001. — 2 кн.; 187 с.

585. *Сидоркин В. В., Боревский Б. В.* Отчет о переоценке эксплуатационных запасов подземных вод участков Новый Шахтаум и Средний—Верхний Шахтаум для водоснабжения г. Тынды (по состоянию на 1.01.1991 г.). — Тында-М.: НППФ ГИДЭК, 1991. — 3 кн.; 261 с.

586. *Сидоркин В. В., Боровский Б. В.* Отчет о результатах оценки прогнозных ресурсов и эксплуатационных запасов Шахтаумского месторождения подземных вод (по состоянию на 1.01.1993 г.). — М.: ГИДЭК, 1993. — 62 с.

587. *Сидоркин В. В., Боровский Б. В.* Отчет о результатах оценки эксплуатационных подземных вод участков Гиллюй-Центр и Гиллюй-Верх Гиллюйского месторождения, подсчитанных для питьевого водоснабжения пос. Восточный и ж. д. узла Шахтаум. — М.: ГИДЭК, 1993. — 80 с.

588. *Сидоров И. Т.* Отчет о результатах поисков полиметаллов и серебра в районе верхнего течения р. Могот в 1961 г. (Моготинская поисковая партия). — Хабаровск: ДВГУ, 1962. — 64 с.

589. *Симонов Ю. Г., Ларьков С. А., Борсуков О. А.* Составление геоморфологической карты масштаба 1 : 50 000 бассейнов рек Верх. Калтагайчиха, Иличи, Утени, Кодара, Доптуган, Холоджикан. — М.: МГУ, 1970. — 680 с.

590. *Скорород В. З.* Отчет о работах в Верхне-Амурском районе в 1934 г. — Владивосток: ДВ ГГГ трест, 1935. — 2 кн.; 350 с.

591. *Смеловский С. П., Бубнов Е. Т., Грабеклис Р. В.* и др. Мезозойские рудоносные интрузии северной части Читинской области. — Чита: ЧГУ, 1970. — 874 с.

592. *Соколов Н. А., Сидоров И. Т., Бирюков В. М.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые южной части Верхне-Тимптонского золотоносного района. (Отчет Нагорнинской партии ЮЯКЭ по поисково-съёмочным работам масштаба 1 : 50 000 за 1962—1964 гг. по листам N-51-10-Б, N-51-11-А, Б). — Якутск: ЯкГУ, 1965. — 2 кн.; 376 с.

593. *Соколов С. В., Власова Н. В., Выюнов Д. Л., Мирошкина Н. Н.* Систематизация данных региональных геохимических работ, создание геохимического атласа северной части Амурской области, совершенствование методики составления геохимических карт, прогнозно-геохимических оценок объектов в ранге рудного района, узла, поля. — Благовещенск: ГПП «Амургеология», 1996. — 469 с.

594. *Соколов С. В., Мирошкина Н. Н.* и др. Отчет по теме № 010-97: «Создание геохимического атласа центральной части Амурской области, прогнозно-геохимическая оценка Северного Приамурья». Объект «Геохимический-97». — Благовещенск: ФГУПП «Амургеология», 2000. — 6 кн.; 1162 с.

595. *Соломин Ю. С.* Мезозойские магматические формации Амуджикано-Ключевского района в Восточном Забайкалье и связь с ними оруденения: дис. к. г.-м. н. — Львов: Львов. ГУ, 1972. — 324 с.

596. *Сорокин А. П., Готов В. Д.* Морфотектоническое районирование, типизация и прогнозная оценка ресурсов древних (палеоген-неогеновых) россыпей золота Верхнего Приамурья. (Отчет по теме № 01-90 за 1990—1993 гг.). — Благовещенск: Амур-КНИИ, БПСЭ, 1993. — 3 кн.; 433 с.

597. *Сорокин А. П., Резь Е. А., Рубинчик С. Б.* Геологическое строение и гидрогеологические условия листа N-51-XXX. (Отчет о комплексной геолого-гидрологической съемке масштаба 1 : 200 000 Толбузинской партии за 1962 г.). — Хабаровск: ДВГУ, 1963. — 3 кн.; 432 с.

598. *Сорокин Г. И., Гольдмахер И. В., Шувалов А. И.* и др. Отчет о результатах поисковых работ в пределах Кулинского рудного поля за 1976—1979 гг. Больше-Кулинская партия. — Чита: ЧГУ, 1979. — 183 с.

599. *Сорокина А. Т., Сорокин А. П., Панфилов Н. И., Артеменко Т. В.* Прогнозная оценка территории Амурской области на подземные пресные и термоминеральные воды. (Заключительный отчет по теме № 463 за 1990—1995 гг.). — Благовещенск: МЛМР АмурНЦ, 1995. — 649 с.

600. *Спицын Л. П., Роголев В. М., Филиппов А. А.* Результаты поисковых и разведочных работ на золото, проведенных в бассейне нижнего и среднего течения р. Нюкжи и в среднем течении р. Олекмы. (Отчет Уркиминской партии за 1961 г.). — Свободный: АКГРЭ, 1962. — 201 с.

601. *Спицын Л. П., Ростопчин В. П., Забелин Е. К.* Отчет о результатах разведочных работ на россыпное золото и поисках рудного золота в бассейне среднего течения р. Уркан. — Свободный: АмурГРЭ, 1977. — 332 с.

602. *Старк А. Г., Васильев И. А., Жилицкая У. В.* и др. Отчет о результатах специализированной геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейне верхнего течения р. Урка (Верхне-Амуткачинская партия, 1967–1968 гг.). – Зей: ЗГСЭ, 1969. – 198 с.

603. *Старк А. Г., Жилицкая У. В.* и др. Отчет о результатах специализированной геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейнах верхних течений рек Уруша и Бол. Омутная. – Зей: Зейская ПСЭ, 1967. – 185 с.

604. *Старухина Л. П., Бутин К. С., Пахомов Н. Н.* и др. Отчет Биостратиграфической партии за 1988–1991 гг. – Чита: ПГО «Читагеология», 1992. – 1266 с.

605. *Старухина Л. П., Карасев В. В., Куриленко А. В.* и др. Отчет Биостратиграфической партии за 1992–1996 гг. Кн.1. – Чита: ГУГП «Читагеолсъемка», 1997. – 238 с.

606. *Степанов В. А.* Отчет о результатах поисковых работ на ртуть, проведенных в междуречье Тыукита и Таламы (рудопоявление Двойное). – Зей: Зейская ГСЭ, 1971. – 19 с.

607. *Степанов В. А., Головизнин М. П.* и др. Отчет о результатах геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейне р. Уньи. (Джескогонская партия, 1972–1973 гг.). N-52-XXII (80-А, Б). – Зей: АКГРЭ ЗГСП, 1974. – 238 с.

608. *Степанов В. А., Кан Д. А.* Отчет о результатах детальных поисковых работ на вольфрам, проведенных в бассейне верхнего течения р. Бол. Омутная. – Свободный: АмурГРЭ, 1968. – 74 с.

609. *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.). – Зей: Зейская ПСЭ, 1972. – 147 с.

610. *Степанов В. А., Толстых Л. З.* и др. Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 200 000, проведенного в бассейнах рек Ольдой, Бол. Невер и Осезина. – Свободный: АКГРЭ, 1977. – 167 с.

611. *Стецюк М. И., Аleshин С. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые нижнего течения р. Амазар. Окончательный отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1 : 50 000 Булейской партии за 1972–1976 гг. Листы: N-51-76; N-51-88. – Чита: ЧГУ, 1977. – 435 с.

612. *Стриха В. Е., Данилов А. А., Козырев С. К.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Нижняя, Средняя и Верхняя Ларба. Отчет Ларбинской партии о результатах групповой геологической съемки и геологического доизучения площадей масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1989–1995 гг. на территории листов О-51-140-Г, О-51-141-В, N-51-8-Б, N-51-9-А, Б, В-а, б, Г-а, б. – Благовещенск: ГПП Амургеология, 1995. – 2 кн.; 549 с.

613. *Сухин М. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части листа N-51-IX. – Хабаровск: ДВГУ, 1966. – 109 с.

614. *Сухин М. В., Гончаров В. Н.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части листа N-51-IX. – Хабаровск: ДВГУ, 1965. – 139 с.

615. *Сухин М. В., Пивченко Н. П., Зеленский Е. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западной части листа N-51-IX. – Хабаровск: ДВГУ, 1964. – 118 с.

616. *Сухов В. И.* Дайки и малые интрузии Амурской области. (Отчет по договору № 503 за 1990–1991 гг. Составить карту даек Амурской области масштаба 1 : 500 000). – Хабаровск, 1991. – 155 с.

617. *Сухов В. И., Дергачев А. П., Кобыща А. Н.* и др. 1. Отчет о результатах поисковых работ по перспективной оценке верхнепротерозойского золото-медноколчеданного оруденения хр. Тукурингра. 2. Информационная записка. – Хабаровск: ДВИМС, 1982. – 2 кн.; 141 с.

618. *Сухов В. И., Шлейснер О. В.* и др. Оценка золотоносности интрузивно-вулканических комплексов Гонжинской и Селемджинской вулканических зон. – Хабаровск: ДВИМС, 1975. – 264 с.

619. *Сухов В. И., Шлейснер О. В., Дергачев А. П.* и др. Оценка коренной золотоносности Янканского, Курульгинского и Иликанского блоков области Становика-Джуг-

- джура с составлением прогнозно-металлогенической карты масштаба 1 : 200 000. — Хабаровск: ДВИМС, 1979. — 3 кн.; 235 с.
620. *Сушков П. А., Титаев В. Д., Иванчиков В. Л.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на никель, кобальт, хром и другие полезные ископаемые на Амухтинском, Гетканском, Уркиминском и Верхне-Ларбинском массивах основных и ультраосновных пород. (Результаты работ Ольдойской партии за 1958—1960 гг.). — Свободный: АКЭ, 1960. — 2 кн.; 285 с.
621. *Тараненко В. А.* Оценка перспектив Буриндинского рудопоявления золота в Талдано-Буриндинском рудном узле Амурской области. — Новосибирск: ПГО «Березовское», 1991. — 3 кн.
622. *Терещенко Л. В.* Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Юго-восточная и центральная части листа N-51-III. — М.: ВАГТ, 1964. — 237 с.
623. *Терещенко Л. В., Томашевский В. Н., Степанова Л. А., Разумовский Ю. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые левобережья р. Нюкжи (бассейны рек Мал. Эльгакана, Джипкогена, Маректы). (Материалы к Госгеолкарте СССР масштаба 1 : 200 000). — М.: ВАГТ, 1965. — 293 с.
624. *Томбасов И. А., Шульдинер И. С., Балабаев В. Ф.* и др. Геологическое строение левобережья нижнего течения р. Аргуни. Отчет о геологосъемочных и поисковых работах, проведенных Мучиканской ГСП в 1959—1960 гг. — Чита: ЧГУ, 1961. — 157 с.
625. *Точилин Б. В., Лукашова Л. И.* Отчет Джалиндинской партии о поисково-разведочных работах на цементное сырье, проведенных в 1959 г. в Джелтулакском и Сквородинском районах Амурской области. — Хабаровск: ДВГУ, 1961. — 147 с.
626. *Трутнева Н. В., Каменских Т. Д.* и др. Программа мониторинга подземных вод (программа развития наблюдательной сети по изучению режима, баланса и ресурсов подземных вод) на территории Амурской области. — Свободный: ГПП «Амургеология», 1996. — 1 кн.; 151 с., 30 гр. пр.
627. *Трутнева Н. В., Каменских Т. Д., Пинюгин А. Г., Бондаренко Г. В., Недбаевская Л. А., Андреева А. Н.* Отчет по изучению условий водоснабжения Амурской области. (Объект Амурский-1). — Свободный: ТОО «Амургео», 1994. — 1067 с.
628. *Турчинов И. А., Турчинов Ю. А., Вицинский В. Т.* Отчет по контрольно-увязочным маршрутам, проведенным на территории листа N-50-XXXI Лубийинской геологосъемочной партии летом 1959 г. — Чита: ЧГУ, 1960. — 44 с.
629. *Усов И. О., Дербекко И. М., Ахметов Р. Н.* Информационный отчет о результатах прогнозно-поисковых работ на территории листов N-51-XVII, XVIII (Урканская площадь — Тындинский, Зейский, Сквородинский, Магдагачинский районы). — Благовещенск: ФГУГП «Амургеология», 2002. — 122 с.
630. *Утробин Д. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Верхне-сутамского золотоносного района. Отчет Гонамского отряда Иенгринской партии о результатах групповой геологической съемки (листы O-52-133-B, Г, 134-B, Г; N-52-2-A, Б, В, Г), геологического доизучения (листы N-52-1-A, Б, В, а, б, г, Г, 13-A, б, Б, а, б) масштаба 1 : 50 000 и общих поисках золота в верхнем течении рек Сутам и Гонам за 1983—1989 гг. — Алдан: ТУГРЭ, 1989.
631. *Утробин Д. В., Максимов Е. П., Хотина Е. Б.* Легенда Алданской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе) с объяснительной запиской. — Алдан, 2000. — 84 с.
632. *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. — 4 кн.; 178 с.
633. *Феоктистова Н. К.* Отчет о детальной разведке Магдагачинского месторождения гранодиоритов в 1958 г. — Гипротранскарьер, 1958. — 69 с.
634. *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. — 307 с.

635. *Фрейдин А. И., Шувалов В. Ф.* Геологическое строение и полезные ископаемые западной части листа N-51-XXII с объяснительной запиской. — Хабаровск: ДВГУ АКЭ, 1962. — 131 с.

636. *Фролов Ф. С.* 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. — 2 кн; 229 с.

637. *Харченко А. Т., Зайцева Л. Н.* и др. Кварценозные формации Амурской области. Отчет Зейской партии о результатах прогнозно-поисковых работ на кварцевое сырье, проведенных в 1989—1993 гг. — Красное: ГППП «Далькварцсамоцветы», 1993. — 2 кн.; 409 с.

638. *Харчук Л. П.* Отчет по работе Урканской поисково-разведочной партии на сурьму в Джелтулакском районе Читинской области за 1937—1938 гг. (Полезные ископаемые и геология Джалиндо-Урканского рудного участка; Мало-Урканское месторождение сурьмы). — Иркутск: Союзредметразведка, 1939. — 217 с.

639. *Химай Б. А., Химай М. И.* Золотоносность южной части Сквородинского района Амурской области. — Свободный: АмурГРЭ, 1969. — 49 с.

640. *Химка М. Н., Яковлев В. Л., Старухина Л. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые левобережья р. Аргунь в междуречье Лубия—Жиргода. (Окончательный отчет по поисково-съёмочным работам масштаба 1 : 50 000 за 1966—1967 гг.). — Чита: ЧГУ, 1968. — 337 с.

641. *Хоменко Р. Т.* Биостратиграфическое изучение юрских морских отложений западной части Амурской области в помощь геологическому картированию (Отчет по теме № 004 за 1990—1994 гг.). — Зея, 1994. — 86 с.

642. *Хотина Е. Б.* Окончательный отчет по договору № 719 «Составление кайнозойской части легенды Госгеолкарты-200 (нов. серия) Алданской серии листов». — СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.

643. *Хромицов М. В., Брагинский С. М., Горбачева Г. Д.* Отчет о поисковых работах на фосфориты в Хабаровском крае и Амурской области за 1976—1979 гг. — Хабаровск: ДВТГУ, 1979. — 108 с.

644. *Цвирукун В. С.* Отчет о детальной разведке графитно-валунного месторождения в районе ст. Большая Омутная Амурской ж. д. — М.: Транспроекткарьер, 1941. — 62 с.

645. *Цеймах Е. Н., Баранова М. С., Ситенко В. Н.* и др. Групповая геосъемка масштаба 1 : 50 000. Листы О-51-125-В, Г; О-51-126-В, Г; 51-138-А, Б, Г, б, г; О-51-139-А, Б, в, г, В, Г; О-51-140-В; N-51-8-А. — М.: Аэрогеология, 1986. — 3 кн.; 802 с.

646. *Чанышев И. С., Арефьева В. И.* Отчет о результатах ПРП на никель, проведенных на Амунахинском габбро-дунитовом массиве. — Свободный: АмурРайГРУ, 1965. — 145 с.

647. *Чипизубов С. В., Сайфутдинов Р. А., Акулов В. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Будюмкан и Газимур. Отчет Лугоканской партии о результатах поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1982—1988 гг. на Будюмканской площади. Листы N-50-120-Г, 131-Б, Г, 132-А, Б, В; N-51-109-В. — Чита: ПГО «Читагеология», 1988. — 723 с.

648. *Шамбуров Н. И.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на рудное золото в бассейне р. Бол. Ольдой (Березитовая партия). — Свободный, АКГРЭ, 1963. — 63 с.

649. *Шапошников Е. Я.* Отчет о работах Неверской геолого-поисковой партии. — Хабаровск: ДВГУ, 1941. — 2 кн.

650. *Шашкин К. С., Горжевский Д. И., Биличева Г. И.* и др. Материалы к Государственной геологической карте листа N-51-XX (Ерофей Павлович). Масштаб 1 : 200 000. Сводный отчет по работам Амазарской и Утесинской геологосъёмочных партий за 1958—1959 гг. — Чита: ЧГУ, 1960. — 445 с.

651. *Шевчук Г. А., Киселев И. А., Эпов В. А., Григорович Э. П.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Амазар в среднем течении. Отчет Утесинской партии о результатах поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1981—1987 гг. Листы: N-51-64-В, 74-Г, 75-А, Б, В, 76-А, 87-Б. — Чита: ПГО «Читагеология», 1987. — 585 с.

652. *Шихов В. Н., Шихова Е. Н., Шматок Л. Г., Шестаков Б. И., Мурашов В. Н.* Установить перспективные участки по выявлению минеральных вод в Амурской области. — Хабаровск: ДВИМС, 1990. — 271 с.
653. *Шопик С. В., Чумак Л. В.* Отчет о разведке Урушинского месторождения графита, проведенной в 1957–1958 гг. — Новосибирск: Гипротранскарьер, 1958. — 189 с.
654. *Шувалов А. И.* Отчет о результатах поисковых работ в пределах Бухтинской группы рудопроявлений, проведенных Новобухтинской партией в 1979–1982 гг. — Чита: ПГО «Читагеология», 1982. — 143 с.
655. *Шувалов А. И., Ермилов Н. И.* Отчет Урюмской геофизической партии о результатах работ, проведенных в 1967–1970 гг. — Чита: ЧГУ, 1970. — 110 с.
656. *Шуляк Г. Б., Солдатов П. Я., Дашицыренов Б. Д.* и др. Технико-экономическое обоснование постоянных кондиций с подсчетом запасов по Березитовому золото-полиметаллическому месторождению по состоянию на 1.03.2004 г. — Улан-Удэ: ОАО «Бурятзолото», 2004. — 11 кн.; 1985 с.
657. *Эйдельман Л. Е., Анашкина К. К.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Тымагер, Желинда, Верхний Баронгон (междуречье Шилки и Аргуни). Отчет Тымагерской партии по геологосъемочным, поисковым и тематическим работам 1964 г. — Чита: ЧГУ, 1965. — 212 с.
658. *Элов В. А.* Оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Читинской области и Агинского Бурятского автономного округа по состоянию на 1.01.2003 г. — Чита: ФГУГП «Читагеолсъемка», Гл. упр. природных ресурсов по Читинской области, 2003. — 1438 с.
659. *Юрчук Н. И.* Отчет о результатах опережающей аэрогеофизической подготовки площадей в Амурской области за 1995–1997 гг. (объект «Аэрофизика-95», Гонжинская площадь). — Благовещенск: ГПП «Амургеология», 1998. — 39 с.
660. *Яковлев В. Л., Землянский Л. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Жиргода–Уров, левых притоков р. Аргуни. (Окончательный отчет по поисково-съемочным работам масштаба 1 : 50 000 за 1964–1966 гг.). — Чита: ЧГУ, 1967. — 235 с.
661. *Яхно П. А., Сидоркин В. В., Митковская Т. В.* Поиски и разведка погребенных россыпей золота в западной части Урканской впадины. (Нагиминский объект). Отчет о результатах геологоразведочных работ на месторождении Нагима за 1988–1997 гг. — Хабаровск: ГПП «Амургеология», 1997. — 3 кн.; 502 с.

Оценка прогнозных ресурсов минерогенических подразделений

Название, ранг, индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км ²	Прогнозные ресурсы (в скобках – количество утвержденных ресурсов)				Удельная продуктивность (P/S)
			P ₁	P ₂	P ₃	Общий прогнозный потенциал (P)	
Алданская и Становая минерогенические провинции							
1. Северостановая молибденово-серебро-золоторудная минерогеническая зона Au, Ag, Mo/K	Au		79,812 (73)	118 (87)	140 (25)	338	
	Ag		225,336	3749	7930	11904	1,55
	Mo				90	90	0,01
	ар		4,2	10		14	
1.1 Апсакано-Нагорненский молибденово-серебро-золоторудный район Au, Ag, Mo	Au	7700	79,812 (73)	118 (87)	140 (25)	338	0,04
	Ag		225,336	3749	7930	11904	1,55
	Mo				90	90	0,01
	ар		4,2	10		14	
1.1.1 Апсаканский серебро-золоторудный узел Au, Ag (Mo)	Au	1560	79,812 (73)	61 (67)	42	183	0,12
	Ag		225,336	1749	3230	5204	3,34
1.1.2 Лапринский золоторудный узел потенциальный Au	Au	870		50 (20)	25 (25)	75	0,09
	Ag			500		500	0,57
1.1.3 Моготинский молибденово-золото-серебряный рудный узел потенциальный Ag, Au, Mo	Ag	780		1500	4500	6000	7,69
	Au			7	23	30	0,04
	Mo				90	90	0,12

1.1.4 Малогиллюйский золоторудный узел потенциальный Au	Au	870			40	40	0,05
	ар		4,2	10		14,2	
Вне узлов	Au				10	10	
	Ag				200	200	
<i>1.2 Сутамо-Брянтинский молибденово-серебро-золоторудный район потенциальный Au,Ag,Mo</i>							
Становая минерагеническая провинция Восточно-Становая минерагеническая субпровинция							
2. Южностановая молибденово-серебро-золоторудная минерагеническая зона потенциальная Au,Ag,Mo,Fe/AR₁,PR₁,K₁	Au			53	76,8	129,8	
	Ag			1200		1200	
	Fe		392,5	148	243	784	
2.0.1 Ларбинская железорудная зона потенциальная Fe/AR ₁ ,PR ₁	Fe	200	392,5	148	243	784	3,92
2.0.2 Кутыканский золоторудный узел потенциальный Au	Au	515			61,8	61,8	0,12
2.0.3 Курбатовский серебро-золоторудный узел потенциальный Au,Ag(Pb)	Au	990		48		48	0,05
	Ag			1200		1200	1,21
2.0.4 Верхнеджелтулинский молибденово-серебро-золоторудный узел потенциальный Au,Ag,Mo	Au	370		5	15	20	
3. Джелтулакская молибденово-вольфрамово-железо-золоторудная минерагеническая зона Au,Fe,W,Mo/AR₂-PR₁,PZ₃-MZ	Au			88 (10)	163 (15) (+95 МП*)	251 (+95 МП)	

* Здесь и далее (прил. 2, 4, 6) МП – минерагенический потенциал.

Название, ранг, индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км ²	Прогнозные ресурсы (в скобках – количество утвержденных ресурсов)				Удельная продуктивность (P/S)
			P ₁	P ₂	P ₃	Общий прогнозный потенциал (P)	
<i>3. Джелтулакская молибденово-вольфрамово-железо-золоторудная минерагеническая зона Au, Fe, W, Mo/AR₂-PR₁, PZ₃-MZ</i>	Fe		302,4	229,7	100	632	
	W			50	50	100	
	Mo		5	20,6	10	35,6	
	Ag			332	1610	1942	
	Pt				35	35	
	Ni				100	100	
	U						
	gr				25	25	
	q (для плавки)			1,34	63,6	64,9	
	ГХ				62	62	
	vr				150	150	
3.0.1 Малоэльгаканский никелево-железорудный узел потенциальный Fe, Ni	Fe	1100			100	100	0,09
	Ni				100	100	0,09
	q			1,3		1,3	
	ГХ(т)				62	62	
<i>3.1 Уркима-Гетканский железо-золоторудный район потенциальный Au, Fe</i>	Au	2000		5 (5)	40 (15)	45	0,02

	Fe		302,4			302	0,15
	Mo			10		10	0,005
	q			0,0384		0,038	
<i>3.2 Джелтулак-Бурпалинский молибденово-вольфрамово-железо-золоторудный район потенциальный Au, Fe, W, Mo</i>	Au	1300		5 (5)	55	60	0,05
	Ag				1500	1500	1,15
	Fe			229,7		230	0,18
	W			50	50	100	0,08
	Mo		5	10,6	10	26	0,02
	Pt				35	35	0,03
	gp				25	25	
	q				63,6	63,6	
	<i>3.2.1 Гетканчикская молибденово-вольфрамовая рудоносная зона потенциальная W, Mo</i>	W	360		50	50	100
Mo			5	0,6		6	0,02
<i>3.2.2 Джелтулакский молибденово-золоторудный узел потенциальный Au, Mo</i>	Au	400		5 (5)	55	60	0,15
	Mo			10	10	20	0,05
	Ag				1500	1500	3,75
<i>3.3 Талгинский ураново-золоторудный район Au, U</i>	Au	2200		78	68 (+95 МП)	146 (+95 МП)	0,11
	Ag			332	110	442	0,2
	vr				150	150	
<i>0.0.1 Онкучак-Дурынчинский молибденоворудный узел потенциальный Mo/J₂₋₃</i>	Mo	570			22	22	0,04
Западно-Становая минерагеническая субпровинция							
<i>4. Тунгиро-Олекминская свинцово-золото-молибденоворудная минерагеническая зона Mo, Au, Pb/P₂-K₁</i>	Mo			11,9		12	

Название, ранг, индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км ²	Прогнозные ресурсы (в скобках – количество утвержденных ресурсов)				Удельная продуктивность (P/S)
			P ₁	P ₂	P ₃	Общий прогнозный потенциал (P)	
<i>4. Тунгиро-Олекминская свинцово-золото-молибденовородная минерогеническая зона Mo, Au, Pb/P₂-K₁</i>	Au				80	80	
	Pt				100	100	
	Cr				60	60	
	Ni				250	250	
	ар				30	30	
	УК			75	60		135
4.0.1 Гобзякитский золото-медно-молибденовородный узел потенциальный Mo, Cu, Au		1500					
4.0.2 Строкитцинский молибденовородный узел потенциальный Mo	Mo	680		11,9		12	0,02
4.0.3 Верхнеэльгаканский молибденовородный узел потенциальный Mo		860					
4.0.4 Малонюкжинский молибденовородный узел потенциальный Mo		680					
4.0.5 Нюкжинский золоторудный узел потенциальный Au	Au	1380			80	80	0,06
4.0.6 Верхнечеремнинский молибденовородный узел потенциальный Mo		1290					

<i>5. Пришилкинская редкометалльно-медно-молибденово-золоторудная минерагеническая зона Au,Mo,Cu,R/P₂-J₃</i>	Au		35,844 (90)	278,7 (145)	805 (+35 МП)	1120 (+35 МП)	
	Ag			900	270	1170	
	Mo		10	99	235	344	
	U			4		4	
	W		7			7	
	Li			47,1	60	107	
	Pt				25	25	
	Cr				100	100	
	at			12		12	
	q (для варки)		12,4				12,4
<i>5.1 Могочинский ураново-медно-молибденово-золоторудный район Au,Mo,Cu,U</i>	Au	8600	35 (35)	145 (145)	730 (+35 МП)	910 (+35 МП)	0,11
	Ag			900		900	0,1
	W		7			7	
5.1.1 Бухтинский молибденово-золоторудный узел потенциальный Au,Mo	Au	1640		25 (25)	320	345	0,21
5.1.2 Десинско-Кулинский молибденово-золоторудный узел Au,Mo	Au	1980	35 (35)	30 (30)	180	245	0,12
5.1.3 Урка-Урушинский золоторудный узел потенциальный Au(Ag,W)	Au	640		90 (90)		90	0,14
	Ag			900		900	1,41
	W		7			7	0,01
5.1.4 Среднеуркинский золоторудный узел потенциальный Au	Au	310			35 (МП)	35 (МП)	0,11
5.1.5 Большемогочинский молибденово-золоторудный узел потенциальный Au,Mo	Au	600			230	230	0,38

Название, ранг, индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км ²	Прогнозные ресурсы (в скобках – количество утвержденных ресурсов)				Удельная продуктивность (P/S)
			P ₁	P ₂	P ₃	Общий прогнозный потенциал (P)	
5.2 Хайктинский молибденово-золоторудный район Au,Mo	Au	4000	0,844 (55)	133,7	75	209,5	0,05
	Mo		6	73	205	284	0,07
	Ag				270	270	0,07
	U			4		4	0,001
	Li			47,1	60	107	0,03
	at				12	12	
	q (для варки)			12,4			12,4
5.2.1 Тагоминский серебро-золото-молибденоворудный узел потенциальный Mo,Au,Ag	Mo	640			133	133	0,21
	Au			100	35	135	0,21
	Ag				150	150	0,23
5.2.2 Березитовый ураново-молибденово-серебро-золоторудный узел Au,Ag,Mo,U	Au	850	0,844 (55)	13,7	40	54,5	0,06
	Ag				120	120	0,14
	Mo		3	52	37	92	0,11
	U			4		4	0,005
5.2.3 Монголийский золото-молибденоворудный узел потенциальный Mo,Au	Mo	250	3		35	38	0,15
	Au			20		20	0,08
5.0.1 Джелтулинская редкометалльная рудоносная зона потенциальная Li,Be,TR	Li	380		47,1	60	107	0,28

Вне узлов	Mo			21		21	
	at			12		12	
	q (для варки)		12,4			12,4	
Вне районов	Mo		4	26	30	56	
	Pt				25	25	
	Cr				100	100	
Становая и Амурская минерагенические провинции							
0.0.2 Соловьевский золоторудный узел Au(Sb,Bi)/K ₁	Au	560	10	50		60	0,11
	Sb						
	Bi				5	5	0,009
Амурская минерагеническая провинция							
<i>6. Янкано-Джагдинская медно-золото-ртутная минерагеническая зона Hg,Au,Cu/PZ,MZ</i>	Cu				2200	2200	
	Au				50 (100)	50	
	Mn			1,6		1,6	
	Hg				9	9	
	Sb				9	9	
<i>6.1 Янканский марганцево-золото-медно-рудный район потенциальный Cu,Au,Mn</i>	Cu	1100			2200	2200	2
	Au				50 (100)	50	0,045
	Mn			1,6		1,6	0,001
	Hg				9	9	
	Sb				9	9	

Название, ранг, индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км ²	Прогнозные ресурсы (в скобках – количество утвержденных ресурсов)				Удельная продуктивность (P/S)	
			P ₁	P ₂	P ₃	Общий прогнозный потенциал (P)		
7. Шилка-Урканская вольфрамово-медно-молибденово-золоторудная минерагеническая зона потенциальная Au,Mo,Cu,W/PZ-K₁	Au		1,5	122,9	610	734		
	Mo			97,94	3	101		
	Cu			343,3	350	693		
	W			3	68	71		
	Fe				50	200	250	
	Ag		12,9	449,5	370	832		
	Pb				39,7		40	
	Zn				36,3		36	
	Hg				0,6	0,7	1,3	
7.1 Холоджикано-Калтагайский вольфрамово-молибденово-золоторудный район потенциальный Au,Mo,W	Au	6700		65	265	330	0,05	
	Mo			92		92	0,01	
	W				25	25	0,004	
	Pb				39,7		39,7	0,006
	Zn				36,3		36,3	0,005
	Ag				97,5		97,5	0,01
7.1.1 Калтагайский молибденово-золоторудный узел потенциальный Au,Mo	Mo	752		92		92	0,12	
	Pb				39,7		39,7	0,05
	Zn				36,3		36,3	0,05
	Ag				97,5		97,5	0,13

7.1.2 Холоджиканский вольфрамово-золоторудный узел потенциальный Au,W	Au	1470		15	65	80	0,05
	W				25	25	0,02
7.1.3 Нижнеамазарский (Багаджинский) золоторудный узел потенциальный Au	Au	606		50	150	200	0,33
7.1.4 Тымагерский золоторудный узел потенциальный Au	Au	390			50	50	0,13
<i>7.2 Ольдойский железо-медно-золоторудный район потенциальный Au, Cu, Fe</i>	Au	2600	1,5	57,9	125	184	0,07
	Cu			343,3	350	693	0,27
	Fe			50	200	250	0,1
	Ag		12,9	352	370	735	0,28
	Mo			5,94	3	9	0,003
	Hg			0,6	0,7	1,3	0,0005
7.2.1 Читкан-Ольдойский золоторудный узел потенциальный Au	Au	420		16,7	90	106,7	0,25
7.2.2 Тахтамыгдинский золото-медно-железородный узел потенциальный Fe, Cu, Au	Fe	180		50	200	250	1,39
	Cu			343,3	350	693	3,85
	Au		0,2	5,1	5	10,3	0,06
	Ag		1	301	300	602	3,34
	Mo			5,94	3	9	0,05
7.2.3 Ангалинский серебро-золоторудный узел потенциальный Au, Ag	Au	120	1,3	36,1	30	67,4	0,56
	Ag		11,9	51	70	133	1,11
	Hg			0,6	0,7	1,3	0,01
7.0.1 Омутнинский золото-вольфрамово-рудный узел потенциальный W, Au	W	850		3	43	46	0,05
	Au				220	220	0,26

Название, ранг, индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км ²	Прогнозные ресурсы (в скобках – количество утвержденных ресурсов)				Удельная продуктивность (P/S)
			P ₁	P ₂	P ₃	Общий прогнозный потенциал (P)	
<i>8. Умлекано-Огоджинская вольфрамово-медно-серебро-золоторудная минерагеническая зона Au, Ag, Cu, W/MZ</i>	Au		11,14 (8)	90,6 (42)	264,5	366	
	Ag		155,1	510,3	2780	3445	
	Cu		55,521	243,452		299	
	Pb		0,43	1,54	28	30	
	Zn		1,737	5,4	66	73	
	Mo		1,866	15,5		17	
	W		0,504	63,02	75	139	
	Bi		0,62	2,458		3	
	ceo				30	30	
	at				108,35	108,4	
<i>8.1 Гонжинский медно-серебро-золоторудный район Au, Ag, Cu</i>	Au	18900	11,14 (8)	90,6 (42)	264,5	366	
	Ag		155,1	510,3	2780	3445	
	Cu		55,521	243,5		299	
	Pb		0,43	1,54	28	30	
	Zn		1,737	5,4	66	73	
	Mo		1,866	15,5		17	
	W		0,504	63,02	75	139	
	Bi		0,62	2,458		3	

8.1 Гонжинский медно-серебро-золоторудный район Au,Ag,Cu	ceo				30	30	
	at			108,35		108,4	
8.1.1 Инимский серебро-золоторудный узел потенциальный Au,Ag	Au	700		12,6		12,6	0,02
	Ag			1,8	165	167	0,24
	Pb				28	28	0,04
	Zn				66	66	0,09
8.1.2 Осежинский серебро-золоторудный узел потенциальный Au,Ag	Au	440			40	40	0,09
	Ag				2000	2000	4,55
8.1.3 Талданский медно-серебро-золоторудный узел Au,Ag,Cu	Au	1670	5 (5)	30	88	123	0,07
	Ag		38	100	350	488	0,29
	at			75,3		75,3	
8.1.4 Бургали-Невенский золоторудный узел потенциальный Au	Au	610		14	36	50	0,08
8.1.5 Игакский медно-серебро-золоторудный узел потенциальный Au,Ag,Cu	Au	610	3,14	12,8 (20)		16	0,03
	Ag		113,1	396,5		510	0,84
	Cu		55,521	243,5		299	0,49
	Mo		1,866	15,5		17	0,03
	W		0,504	47,02		47,5	0,08
	Bi		0,62	2,458		3	0,005
	Pb		0,43	1,54		2	0,003
Zn		1,737	5,4		7	0,01	
8.1.6 Чаловско-Бекетский вольфрамоворудный узел потенциальный W(Cu,Bi)	W	1210		16	75	91	0,08

Название, ранг, индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км ²	Прогнозные ресурсы (в скобках – количество утвержденных ресурсов)				Удельная продуктивность (P/S)
			P ₁	P ₂	P ₃	Общий прогнозный потенциал (P)	
8.1.7 Талали-Кутичинский серебро-золоторудный узел потенциальный Au,Ag	Au	780	3 (3)	12 (22)	24	39	0,05
	Ag		4	12	100	116	0,15
	сео				30	30	
8.1.8 Магдагачинский золоторудный узел потенциальный Au	Au	200			24	24	0,12
8.1.9 Улунгинский медно-серебро-золоторудный узел Au,Ag,Cu	Au	710		9,2	42	51,2	0,07
	Ag				165	165	0,23
	at			33,05		33,05	
Вне узлов	Au				10,5	10,5	
<i>0.1 Толбузинский каменноугольный район УК/J₃</i>	УК	1420	17,9		28	45,9	0,03
<i>9. Амуро-Зейский буроугольный бассейн УБ/Р-N</i>		180					
Монголо-Забайкальская минерагеническая провинция Аргунская минерагеническая субпровинция							
<i>10. Ундино-Газимурская олово-медно-свинцово-золоторудная минерагеническая зона Au,Pb,Cu,Sn/V-K₁</i>	Au	2000			100	100	

<i>10.1 Шилка-Газимурский свинцово-золото-магнетитовый рудный район mg, Au, Pb</i>	Au	1800			100	100	0,06
10.1.1 Кактолгинский магнетитовый узел mg		385					
10.1.2 Кучугайский свинцово-золоторудный узел потенциальный Au, Pb		135					
11. Газимурская олово-свинцово-золотомеднорудная минерогеническая зона Cu, Au, Pb, Sn/V-J₃	Au	3250		48	280	328	
	Cu				2000	2000	
<i>11.1 Будюмкано-Култуминский цинково-свинцово-золото-меднорудный район Cu, Au, Pb, Zn</i>		490					
11.1.1 Лугоканский свинцово-сурьмяно-золото-меднорудный узел Cu, Au, Sb, Pb		270					
<i>11.2 Нижне-Уровский редкометалльно-медно-золоторудный район Au, Cu, R</i>	Au	2700		48	280	328	
	Cu				2000	2000	
11.2.1 Лубинский ртутно-оловоредкометалльный рудный узел потенциальный R, Sn, Hg		630					
11.2.2 Уровский свинцово-медно-золоторудный узел Au, Cu, Pb	Au	970		48	280	328	0,34
	Cu				2000	2000	2,06

Общая оценка ресурсов по видам полезных ископаемых

Название, ранг, индекс подразделения	Площадь, км ² (S)	Запасы категорий А + В + С	Прогнозные ресурсы				Сумма запасов и ресурсов
			P ₁	P ₂	P ₃	Общий прогнозный потенциал (P)	
Медь Амурская минерагеническая провинция							
<i>6. Янканско-Джагдинская медно-золото-ртутная минерагеническая зона Hg, Au, Cu/PZ, MZ</i>					2200	2200	
<i>6.1 Янканский марганцево-золото-меднорудный район потенциальный Cu, Au, Mn</i>	1100				2200	2200	
<i>7. Шилка-Урканская вольфрамово-медно-молибденово-золоторудная минерагеническая зона потенциальная Au, Mo, Cu, W/PZ-K₁</i>				343,3	350	693	
<i>7.2 Ольдойский железо-медно-золоторудный район потенциальный Au, Cu, Fe</i>	2600			343,3	350	693	
<i>7.2.2 Тахтамыгдинский золото-медно-железорудный узел потенциальный Fe, Cu, Au</i>	180			343,3	350	693	
<i>8. Умлекано-Огоджинская вольфрамово-медно-серебро-золоторудная минерагеническая зона Au, Ag, Cu, W/MZ</i>			55,52	243,5		299	
<i>8.1 Гонжинский медно-серебро-золоторудный район Au, Ag, Cu</i>	18900		55,52	243,5		299	
<i>8.1.5 Игакский медно-серебро-золоторудный узел потенциальный Au, Ag, Cu</i>	610		55,52	243,5		299	

Монголо-Забайкальская минерагеническая провинция Аргунская минерагеническая субпровинция							
11. Газимурская олово-свинцово-золото-меднорудная минерагеническая зона Cu, Au, Pb, Sn/V-J₃					2000	2000	
11.2.2 Уровский свинцово-медно-золоторудный узел Au, Cu, Pb	970				2000	2000	
Никель Становая минерагеническая провинция Восточно-Становая минерагеническая субпровинция							
3. Джелтулакская молибденово-вольфрамово-железо-золоторудная минерагеническая зона Au, Fe, W, Mo/AR₂-PR₁, PZ₃-MZ					100	100	
3.0.1 Малоэльгаканский никелево-железорудный узел потенциальный Fe, Ni	1100				100	100	
Западно-Становая минерагеническая субпровинция							
4. Тунгиро-Олекминская свинцово-золото-молибденоворудная минерагеническая зона Mo, Au, Pb/P₂-K₁					250	250	
Золото							
1. Северостановая молибденово-серебро-золоторудная минерагеническая зона Au, Ag, Mo/K			79,812	118	140	338	
1.1 Апсакано-Нагорненский молибденово-серебро-золоторудный район Au, Ag, Mo	7700		79,812	118	140	338	
1.1.1 Апсаканский серебро-золоторудный узел Au, Ag(Mo)	1560	15,293	79,812	61	42	183	198,29
1.1.2 Лапринский золоторудный узел потенциальный Au	870			50	25	75	
1.1.3 Моготинский молибденово-золото-серебряный рудный узел потенциальный Ag, Au, Mo	780			7	23	30	
1.1.4 Малогилюйский золоторудный узел потенциальный Au	870				40	40	

Название, ранг, индекс подразделения	Площадь, км ² (S)	Запасы категорий А + В + С	Прогнозные ресурсы				Сумма запасов и ресурсов
			P ₁	P ₂	P ₃	Общий прогнозный потенциал (P)	
Вне узлов					10	10	
Становая минерагеническая провинция Восточно-Становая минерагеническая субпровинция							
2. Южностановая железо-молибденово-серебро-золоторудная минерагеническая зона потенциальная Au, Ag, Mo, Fe/AR₁, PR₁, K₁				53	76,8	129,8	
2.0.2 Кутыканский золоторудный узел потенциальный Au	515				61,8	61,8	
2.0.3 Курбатовский серебро-золоторудный узел потенциальный Au, Ag(Pb)	990			48		48	
2.0.4 Верхнеджелтулинский молибденово-серебро-золоторудный узел потенциальный Au, Ag, Mo	370			5	15	20	
3. Джелтулакская молибденово-вольфрамово-железо-золоторудная минерагеническая зона Au, Fe, W, Mo/AR₂-PR₁, PZ₃-MZ				88	163 (+95 МП)	251 (+95 МП)	
3.1 Уркима-Гетканский железо-золоторудный район потенциальный Au, Fe	2000	0,4654		5	40	45	45,47
3.2 Джелтулак-Бурпалинский молибденово-вольфрамово-железо-золоторудный район потенциальный Au, Fe, W, Mo	1300			5	55	60	
3.2.2 Джелтулакский молибденово-золоторудный узел потенциальный Au, Mo	400			5	55	60	

3.3 Талгинский ураново-золоторудный район Au, U	2200			78	68 (+95 МП)	146 (+95 МП)	
Западно-Становая минерагеническая субпровинция							
4. Тунгиро-Олекминская свинцово-золото-молибденоворудная минерагеническая зона Mo, Au, Pb/P ₂ -K ₁					80	80	
4.0.5 Нюкжинский золоторудный узел потенциальный Au	1380				80	80	
5. Пришилкинская редкометально-медно-молибденово-золоторудная минерагеническая зона Au, Mo, Cu, R/P ₂ -J ₃			35,844	278,7	805 (+35 МП)	1120 (+35 МП)	
5.1 Могочинский ураново-медно-молибденово-золоторудный район Au, Mo, Cu, U	8600		35	145	730 + 35 (МП)	945	
5.1.1 Бухтинский молибденово-золоторудный узел потенциальный Au, Mo	1640			25	320	345	
5.1.2 Десинско-Кулинский молибденово-золоторудный узел Au, Mo	1980		35	30	180	245	
5.1.3 Урка-Урушинский золоторудный узел потенциальный Au(Ag, W)	640			90		90	
5.1.4 Среднеуркинский золоторудный узел потенциальный Au	310				35 (МП)	35	
5.1.5 Большемогочинский молибденово-золоторудный узел потенциальный Au, Mo	600				230	230	
5.2 Хайктинский молибденово-золоторудный район Au, Mo	4000		0,844	133,7	75	209,5	
5.2.1 Тагоминский серебро-золото-молибденоворудный узел потенциальный Mo, Au, Ag	640			100	35	135	
5.2.2 Березитовый ураново-молибденово-серебро-золоторудный узел Au, Ag, Mo, U	850	32,731	0,844	13,7	40	54,5	87,23
5.2.3 Монголийский золото-молибденоворудный узел потенциальный Mo, Au	250			20		20	

Название, ранг, индекс подразделения	Площадь, км ² (S)	Запасы категорий А + В + С	Прогнозные ресурсы				Сумма запасов и ресурсов
			P ₁	P ₂	P ₃	Общий прогнозный потенциал (P)	
Становая и Амурская минерагенические провинции							
0.0.2 Соловьевский золоторудный узел Au(Sb,Bi)/K ₁	560	2,732	10	50		60	62,73
Амурская минерагеническая провинция							
<i>6. Янкано-Джагдинская медно-золото-ртутная минерагеническая зона Hg,Au,Cu/PZ,MZ</i>					50	50	
<i>6.1 Янканский марганцево-золото-меднорудный район потенциальный Cu,Au,Mn</i>	1100				50	50	
<i>7. Шилка-Урканская вольфрамово-медно-молибденово-золоторудная минерагеническая зона потенциальная Au,Mo,Cu,W/PZ-K₁</i>			1,5	122,9	610	734	
<i>7.1 Холоджикано-Калтагайский вольфрамово-молибденово-золоторудный район потенциальный Au,Mo,W</i>	6700			65	265	330	
<i>7.1.2 Холоджиканский вольфрамово-золоторудный узел потенциальный Au,W</i>	1470			15	65	80	
<i>7.1.3 Нижнеамазарский (Багаджинский) золоторудный узел потенциальный Au</i>	606			50	150	200	
<i>7.1.4 Тымагерский золоторудный узел потенциальный Au</i>	390				50	50	
<i>7.2 Ольдойский железо-медно-золоторудный район потенциальный Au,Cu,Fe</i>	2600		1,5	57,9	125	184	

7.2.1 Читкан-Ольдойский золоторудный узел потенциальный Au	420			16,7	90	106,7	
7.2.2 Тахтамыгдинский золото-медно-железорудный узел потенциальный Fe,Cu,Au	180		0,2	5,1	5	10,3	
7.2.3 Ангалинский серебро-золоторудный узел потенциальный Au,Ag	120		1,3	36,1	30	67,4	
7.0.1 Омутнинский золото-вольфрамоворудный узел потенциальный W,Au	850				220	220	
8. Умлекано-Огоджинская вольфрамово-медно-серебро-золоторудная минерагеническая зона Au,Ag,Cu,W/MZ			11,14	90,6	264,5	366	
<i>8.1 Гонжинский медно-серебро-золоторудный район Au,Ag,Cu</i>	18900		11,14	90,6	264,5	366	
8.1.1 Инимский серебро-золоторудный узел потенциальный Au,Ag	700			12,6		12,6	
8.1.2 Осежинский серебро-золоторудный узел потенциальный Au,Ag	440				40	40	
8.1.3 Талданский медно-серебро-золоторудный узел Au,Ag,Cu	1670	7,4	5	30	88	123	130,4
8.1.4 Бургали-Невенский золоторудный узел потенциальный Au	610			14	36	50	
8.1.5 Игакский медно-серебро-золоторудный узел потенциальный Au,Ag,Cu	610		3,14	12,8		16	
8.1.7 Талали-Кутичинский серебро-золоторудный узел потенциальный Au,Ag	780		3	12	24	39	
8.1.8 Магдагачинский золоторудный узел потенциальный Au	200				24	24	
8.1.9 Улунгинский медно-серебро-золоторудный узел Au,Ag,Cu	710			9,2	42	51,2	
Вне узлов					10,5	10,5	

Название, ранг, индекс подразделения	Площадь, км ² (S)	Запасы категорий А + В + С	Прогнозные ресурсы				Сумма запасов и ресурсов
			P ₁	P ₂	P ₃	Общий прогнозный потенциал (P)	
Монголо-Забайкальская минерагеническая провинция Аргунская минерагеническая субпровинция							
<i>10. Ундино-Газимурская олово-медно-свинцово-золоторудная минерагеническая зона Au, Pb, Cu, Sn/V-K₁</i>					100	100	
<i>10.1 Шилка-Газимурский свинцово-золото-магнетитовый рудный район mg, Au, Pb</i>	1800				100	100	
<i>11. Газимурская олово-свинцово-золото-меднорудная минерагеническая зона Cu, Au, Pb, Sn/V-J₃</i>				48	280	328	
<i>11.2.2 Уровский свинцово-медно-золоторудный узел Au, Cu, Pb</i>	970			48	280	328	
Э П Г Становая минерагеническая провинция Восточно-Становая минерагеническая субпровинция							
<i>3. Джелтулакская молибденово-вольфрамово-железо-золоторудная минерагеническая зона Au, Fe, W, Mo/AR₂-PR₁, PZ₃-MZ</i>					35	35	
<i>3.2 Джелтулак-Бурпалинский молибденово-вольфрамово-железо-золоторудный район потенциальный Au, Fe, W, Mo</i>	1300				35	35	
Западно-Становая минерагеническая субпровинция							
<i>4. Тунгино-Олекминская свинцово-золото-молибденоворудная минерагеническая зона Mo, Au, Pb/P₂-K₁</i>					100	100	
<i>5. Пришилкинская редкометалльно-медно-молибденово-золоторудная минерагеническая зона Au, Mo, Cu, R/P₂-J₃</i>					25	25	

Оценка прогнозных ресурсов золотороссыпных узлов и районов

Название, ранг и индекс подразделения	Площадь, км ² (S)	Прогнозные ресурсы			Общий прогнозный потенциал (P)	Удельная продуктивность (P/S)
		P ₁	P ₂	P ₃		
<i>0.1 Au Верхнегилюйский золотороссыпной район</i>	10560	4,11	7,9	6,2	18,21	0,0017
0.1.1 Au Апсаканский золотороссыпной узел	1615	1,28	3	3,8	8,08	0,0050
0.1.2 Au Лапринский золотороссыпной узел	2590	0,64	3,3	1,1	5,04	0,0019
0.1.3 Au Малогилюйский золотороссыпной узел	2010	1,9	1,1	1,3	4,3	0,0021
Вне узлов		0,29	0,5	0	0,79	
<i>0.2 Au Среднеюкжинский золотороссыпной район</i>	21320	18,6	38,8	6,6	64	0,0030
0.2.1 Au Эльгаканский золотороссыпной узел	3200	0	1,3	0	1,3	0,0004
0.2.2 Au Уркиминский золотороссыпной узел	5190	8,4	15,2	5,6	29,2	0,0056
0.2.3 Au Джелтулакский золотороссыпной узел	5200	6,37	14,1	0,2	20,67	0,0040
Вне узлов		3,83	8,2	0,8	12,83	
<i>0.3 Au Дамбукинский золотороссыпной район</i>	2230	5,34	2,6	2,1	10,04	0,0045
0.3.1 Au Могоктак-Талгинский золотороссыпной узел	1590	4,94	2,5	2,1	9,54	0,0060
0.3.2 Au Золотогорско-Успенский золотороссыпной узел	100	0,4	0	0	0,4	0,0040
Вне узлов		0	0,1	0	0,1	
<i>0.4 Au Могочинский золотороссыпной район</i>	9650	1,67	5,3	4,1	11,07	0,0011
0.4.1 Au Нюкжинский золотороссыпной узел	920	0	0,5	1,7	2,2	0,0024
0.4.2 Au Бухта-Черемнинский золотороссыпной узел	2150	0,49	0,6	0	1,09	0,0005
0.4.3 Au Чичаткинский золотороссыпной узел	2360	0,22	1,5	1,9	3,62	0,0015

Название, ранг и индекс подразделения	Площадь, км ² (S)	Прогнозные ресурсы			Общий прогнозный потенциал (P)	Удельная продуктивность (P/S)
		P ₁	P ₂	P ₃		
0.4.4 Au Могоча-Амазарский золотороссыпной узел	2950	0,96	2,7	0,5	4,16	0,0014
0.5 Au Верхнеамурский золотороссыпной район	25820	20,09	26,8	21,1	67,99	0,0026
0.5.1 Au Березитовый золотороссыпной узел	6220	13,67	6,2	3,1	22,97	0,0037
0.5.2 Au Соловьевский золотороссыпной узел	3500	3,51	12	17,1	32,61	0,0093
0.5.3 Au Мадаланский золотороссыпной узел	2390	2,05	6,1	0,8	8,95	0,0037
0.5.4 Au Игнашинский золотороссыпной узел	1220	0,48	0,2	0	0,68	0,0006
Вне узлов		0,38	2,3	0,1	2,78	
0.6 Au Гонжинский золотороссыпной район	11750	8,91	11,7	1,8	22,41	0,0019
0.6.1 Au Игакский золотороссыпной узел	2400	3,33	4,8	0,7	8,83	0,0037
0.6.2 Au Осежинский золотороссыпной узел	4290	2,16	3,2	0,4	5,76	0,0013
0.6.3 Au Тыгда-Улунгинский золотороссыпной узел	1600	3	3	0,7	6,7	0,0042
Вне узлов		0,42	0,7	0	1,12	
0.7 Au Холоджикано-Калтагайский золотороссыпной район	5390	0,59	1,2	2,2	3,99	0,0007
0.8 Au Газимурский золотороссыпной район	1890	0	3,8	1	4,8	0,0025
0.8.1 Au Нижне-Газимурский золотороссыпной узел	480	0	0,8	0	0,8	0,0017
0.8.2 Au Нижне-Урюмканский золотороссыпной узел	1120	0	3	1	4	0,0036
0.9 Au Приаргунский золотороссыпной район	1420	3,2	0,6	0	3,8	0,0027
0.9.1 Au Нижне-Уровский золотороссыпной узел	1200	3,2	0,6	0	3,8	0,0032

Общая оценка ресурсов минерагенических подразделений

Название, ранг, индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км ²	Запасы категорий А + В + С	Прогнозные ресурсы				Сумма запасов и ресурсов
				P ₁	P ₂	P ₃	Общий прогнозный потенциал (P)	
Алданская и Становая минерагенические провинции								
<i>1. Северостановая молибденово-серебро-золоторудная минерагеническая зона Au,Ag,Mo/K</i>	Au		15,293	79,812	118	140	338	353
	Ag		55,299	225,33	3749	7930	11904	11959
	Mo					90	90	
	ар			4,2	10		14	
<i>1.1 Апсакано-Нагорненский молибденово-серебро-золоторудный район Au,Ag,Mo</i>	Au	7700	15,293	79,812	118	140	338	353
	Ag		55,299	225,336	3749	7930	11904	11959
	Mo					90	90	
	ар			4,2	10		14	
1.1.1 Апсаканский серебро-золоторудный узел Au,Ag(Mo)	Au	1560	15,293	79,812	61	42	183	198,3
	Ag		55,299	225,33	1749	3230	5204	5259
1.1.2 Лапринский золоторудный узел потенциальный Au	Au	870			50	25	75	
	Ag				500		500	
1.1.3 Моготинский молибденово-золото-серебряный рудный узел потенциальный Ag,Au,Mo	Ag	780			1500	4500	6000	
	Au				7	23	30	
	Mo					90	90	
1.1.4 Малогилюйский золоторудный узел потенциальный Au	Au	870				40	40	
	ар				4,2	10	14,2	

Название, ранг, индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км ²	Запасы категорий А + В + С	Прогнозные ресурсы				Сумма запасов и ресурсов
				P ₁	P ₂	P ₃	Общий прогнозный потенциал (P)	
Вне узлов	Au					10	10	
	Ag					200	200	
<i>1.2 Сутамо-Брянтинский молибденово-серебро-золоторудный район потенциальный Au, Ag, Mo</i>								
Становая минерагеническая провинция Восточно-Становая минерагеническая субпровинция								
2. Южностановая железо-молибденово-серебро-золоторудная минерагеническая зона потенциальная Au, Ag, Mo, Fe/AR₁, PR₁, K₁	Au				53	76,8	129,8	
	Ag					1200	1200	
	Fe	200		392,5	148	243	784	
2.0.1 Ларбинская железорудная зона потенциальная Fe/AR ₁ , PR ₁	Fe	200		392,5	148	243	784	
2.0.2 Кутыканский золоторудный узел потенциальный Au	Au	515				61,8	61,8	
2.0.3 Курбатовский серебро-золоторудный узел потенциальный Au, Ag(Pb)	Au	990			48		48	
	Ag				1200		1200	
2.0.4 Верхнежелтулинский молибденово-серебро-золоторудный узел потенциальный Au, Ag, Mo	Au	370			5	15	20	

<i>3. Джелтулакская молибденово-вольфрамово-железо-золоторудная минерогеническая зона Au, Fe, W, Mo/AR₂-PR₁, PZ₃-MZ</i>	Au		0,4654		88	163 (+95 МП)	251 (+95 МП)	346,5
	Fe			302,4	229,7	100	632	
	W				50	50	100	
	Mo			5	20,6	10	35,6	
	Ag				332	1610	1942	
	Pt					35	35	
	Ni					100	100	
	U		3,416					3,42
	gP					25	25	
	q (для плавки)				1,34	63,6	64,9	
	ГХ					62	62	
	vr					150	150	
<i>3.0.1 Малоэльгаканский никелево-железорудный узел потенциальный Fe, Ni</i>	Fe	1100				100	100	
	Ni					100	100	
	q				1,3		1,3	
	ГХ					62	62	
<i>3.1 Уркима-Гетканский железо-золоторудный район потенциальный Au, Fe</i>	Au	2000	0,465		5	40	45	45,47
	Fe			302,4			302	
	Mo				10		10	
	q (для плавки)				0,0384		0,038	
<i>3.2 Джелтулак-Бурпалинский молибденово-вольфрамово-железо-золоторудный район потенциальный Au, Fe, W, Mo</i>	Au	1300			5	55	60	

Название, ранг, индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км ²	Запасы категорий А + В + С	Прогнозные ресурсы				Сумма запасов и ресурсов
				P ₁	P ₂	P ₃	Общий прогнозный потенциал (P)	
<i>3.2 Джелтулак-Бурпалинский молибденово-вольфрамово-железо-золоторудный район потенциальный Au, Fe, W, Mo</i>	Ag					1500	1500	
	Fe				229,7		230	
	W				50	50	100	
	Mo			5	10,6	10	26	
	Pt					35	35	
	gr					25	25	
	q (для плавки)						63,6	63,6
<i>3.2.1 Гетканчикская молибденово-вольфрамовая рудоносная зона потенциальная W, Mo</i>	W	360			50	50	100	
	Mo			5	0,6		6	
<i>3.2.2 Джелтулакский молибденово-золоторудный узел потенциальный Au, Mo</i>	Au	400			5	55	60	
	Mo				10	10	20	
	Ag					1500	1500	
<i>3.3 Талгинский ураново-золоторудный район Au, U</i>	Au	2200			78	68 (+95 МП)	146 (+95 МП)	241
	Ag				332	110	442	
	U		3,416					3,42
	vr					150	150	
<i>0.0.1 Онкучак-Дурынчинский молибдено-ворудный узел потенциальный Mo/J₂₋₃</i>	Mo	570				22	22	

Западно-Становая минерагеническая субпровинция

4. Тунгиро-Олекминская свинцово-золото-молибденовородная минерагеническая зона Mo, Au, Pb/P₂-K₁	Mo				11,9		12	
	Au					80	80	
	Pt					100	100	
	Cr					60	60	
	Ni					250	250	
	ар					30	30	
	Уголь каменный			75	60			135
4.0.1 Гобзякитский золото-медно-молибденовородный узел потенциальный Mo, Cu, Au		1500						
4.0.2 Строкитцинский молибденовородный узел потенциальный Mo	Mo	680			11,9		12	
4.0.3 Верхнеэльгаканский молибденовородный узел потенциальный Mo		860						
4.0.4 Малонюкжинский молибденовородный узел потенциальный Mo		680						
4.0.5 Нюкжинский золоторудный узел потенциальный Au	Au	1380				80	80	
4.0.6 Верхнечеремнинский молибденовородный узел потенциальный Mo		1290						
5. Пришилкинская редкометалльно-медно-молибденово-золоторудная минерагеническая зона Au, Mo, Cu, R/P₂-J₃	Au		35,844	278,7	805 (+35 МП)	1120 (+35 МП)	1155	
	Ag			900	270	1170		
	Mo		10	99	235	344		

Название, ранг, индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км ²	Запасы категорий А + В + С	Прогнозные ресурсы				Сумма запасов и ресурсов
				P ₁	P ₂	P ₃	Общий прогнозный потенциал (Р)	
<i>5. Пришилкинская редкометалльно-медно-молибденово-золоторудная минерагеническая зона Au, Mo, Cu, R/P₂-J₃</i>	U				4		4	
	W			7			7	
	Li				47,1	60	107	
	Pt					25	25	
	Cr					100	100	
	at					12	12	
	q (для варки)				12,4			12,4
<i>5.1 Могочинский ураново-медно-молибденово-золоторудный район Au, Mo, Cu, U</i>	Au	8600		35	145	730 (+35 МП)	910 (+35 МП)	945
	Ag				900		900	
	W			7			7	
5.1.1 Бухтинский молибденово-золоторудный узел потенциальный Au, Mo	Au	1640			25	320	345	
5.1.2 Десинско-Кулинский молибденово-золоторудный узел Au, Mo	Au	1980		35	30	180	245	
5.1.3 Урка-Урушинский золоторудный узел потенциальный Au(Ag, W)	Au	640			90		90	
	Ag				900		900	
	W			7			7	
5.1.4 Среднеуркинский золоторудный узел потенциальный Au	Au	310				35 (МП)	35 (МП)	

5.1.5 Большемогочинский молибденово-золоторудный узел потенциальный Au,Mo	Au	600				230	230	
5.2 Хайктинский молибденово-золоторудный район Au,Mo	Au	4000		0,844	133,7	75	209,5	
	Mo			6	73	205	284	
	Ag					270	270	
	U				4		4	
	at				12		12	
	q (для варки)			12,4				12,4
5.2.1 Тагоминский серебро-золото-молибденоворудный узел потенциальный Mo,Au,Ag	Mo	640				133	133	
	Au				100	35	135	
	Ag					150	150	
5.2.2 Березитовый ураново-молибденово-серебро-золоторудный узел Au,Ag,Mo,U	Au	850	32,73	0,844	13,7	40	54,5	87,23
	Ag		149,5			120	120	269,5
	Mo			3	52	37	92	
	U				4		4	
5.2.3 Монголийский золото-молибденоворудный узел потенциальный Mo,Au	Mo	250		3		35	38	
	Au				20		20	
5.0.1 Джелтулинская редкометальная рудоносная зона потенциальная Li,Be,TR	Li	380			47,1	60	107	
Вне узлов	Mo				21		21	
	at				12		12	
	q (для варки)			12,4			12,4	
Вне районов	Mo			4	26	30	56	
	Pt					25	25	
	Cr					100	100	

Название, ранг, индекс подразделения	Полез- ные иско- паемые	Пло- щадь (S), км ²	Запасы катего- рий А + + В + С	Прогнозные ресурсы				Сумма запа- сов и ресур- сов
				P ₁	P ₂	P ₃	Общий прогноз- ный потен- циал (P)	
Становая и Амурская минерагенические провинции								
0.0.2 Соловьевский золоторудный узел Au(Sb,Bi)/K ₁	Au	560	2,73	10	50		60	62,73
	Sb		4,2					4,2
	Bi					5	5	
Амурская минерагеническая провинция								
<i>6. Янкано-Джагдинская медно-золото-ртут- ная минерагеническая зона Hg,Au,Cu/PZ,MZ</i>	Cu					2200	2200	
	Au					50	50	
	Mn				1,6		1,6	
	Hg					9	9	
	Sb					9	9	
<i>6.1 Янканский марганцево-золото-медноруд- ный район потенциальный Cu,Au,Mn</i>	Cu	1100				2200	2200	
	Au					50	50	
	Mn				1,6		1,6	
	Hg					9	9	
	Sb					9	9	
<i>7. Шилка-Урканская вольфрамово-медно- молибденово-золоторудная минерагеническая зона потенциальная Au,Mo,Cu,W/PZ-K₁</i>	Au			1,5	122,9	610	734	
	Mo				97,94	3	101	
	Cu				343,3	350	693	
	W				3	68	71	

	Fe			50	200	250	
	Ag		12,9	449,5	370	832	
	Pb			39,7		40	
	Zn			36,3		36	
	Hg			0,6	0,7	1,3	
<i>7.1 Холоджикано-Калтагайский вольфрамово-молибденово-золоторудный район потенциальный Au, Mo, W</i>	Au	6700		65	265	330	
	Mo			92		92	
	W				25	25	
	Pb			39,7		39,7	
	Zn			36,3		36,3	
	Ag			97,5		97,5	
7.1.1 Калтагайский молибденово-золоторудный узел потенциальный Au, Mo	Mo	752		92		92	
	Pb			39,7		39,7	
	Zn			36,3		36,3	
	Ag			97,5		97,5	
7.1.2 Холоджиканский вольфрамово-золоторудный узел потенциальный Au, W	Au	1470		15	65	80	
	W				25	25	
7.1.3 Нижнеамазарский (Багаджинский) золоторудный узел потенциальный Au	Au	606		50	150	200	
7.1.4 Тымагерский золоторудный узел потенциальный Au	Au	390			50	50	
<i>7.2 Ольдойский железо-медно-золоторудный район потенциальный Au, Cu, Fe</i>	Au	2600	1,5	57,9	125	184	
	Cu			343,3	350	693	

Название, ранг, индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км ²	Запасы категорий А + В + С	Прогнозные ресурсы				Сумма запасов и ресурсов
				P ₁	P ₂	P ₃	Общий прогнозный потенциал (P)	
<i>7.2 Ольдойский железо-медно-золоторудный район потенциальный Au, Cu, Fe</i>	Fe				50	200	250	
	Ag			12,9	352	370	735	
	Mo				5,94	3	9	
	Hg				0,6	0,7	1,3	
<i>7.2.1 Читкан-Ольдойский золоторудный узел потенциальный Au</i>	Au	420			16,7	90	106,7	
<i>7.2.2 Тахтамыгдинский золото-медно-железорудный узел потенциальный Fe, Cu, Au</i>	Fe	180			50	200	250	
	Cu				343,3	350	693	
	Au			0,2	5,1	5	10,3	
	Ag			1	301	300	602	
	Mo				5,94	3	9	
<i>7.2.3 Ангалинский серебро-золоторудный узел потенциальный Au, Ag</i>	Au	120		1,3	36,1	30	67,4	
	Ag			11,9	51	70	133	
	Hg				0,6	0,7	1,3	
<i>7.0.1 Омутнинский золото-вольфрамоворудный узел потенциальный W, Au</i>	W	850			3	43	46	
	Au					220	220	
<i>8. Умлекано-Огоджинская вольфрамово-медно-серебро-золоторудная минерагеническая зона Au, Ag, Cu, W/MZ</i>	Au	18900		11,14	90,6	264,5	366	
	Ag			155,1	510,3	2780	3445	
	Cu			55,521	243,452		299	
	Pb			0,43	1,54	28	30	

	Zn			1,737	5,4	66	73	
	Mo			1,866	15,5		17	
	W			0,504	63,02	75	139	
	Bi			0,62	2,458		3	
	ceo					30	30	
	at				108,35		108,35	
<i>8.1 Гонжинский медно-серебро-золоторудный район Au,Ag,Cu</i>	Au	18900		11,14	90,6	264,5	366	
	Ag			155,1	510,3	2780	3445	
	Cu			55,521	243,452		299	
	Pb			0,43	1,54	28	30	
	Zn			1,737	5,4	66	73	
	Mo			1,866	15,5		17	
	W			0,504	63,02	75	139	
	Bi			0,62	2,458		3	
	ceo					30	30	
	at				108,35		108,35	
8.1.1 Инимский серебро-золоторудный узел потенциальный Au,Ag	Au	700			12,6		12,6	
	Ag				1,8	165	167	
	Pb					28	28	
	Zn					66	66	
8.1.2 Осежинский серебро-золоторудный узел потенциальный Au,Ag	Au	440				40	40	
	Ag					2000	2000	

Название, ранг, индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км ²	Запасы категорий А + В + С	Прогнозные ресурсы				Сумма запасов и ресурсов
				P ₁	P ₂	P ₃	Общий прогнозный потенциал (P)	
8.1.3 Талданский медно-серебро-золоторудный узел Au,Ag,Cu	Au	1670	7,4	5	30	88	123	130,4
	Ag		35,2	38	100	350	488	523,2
	at				75,3		75,3	
8.1.4 Бургали-Невенский золоторудный узел потенциальный Au	Au	610			14	36	50	
8.1.5 Игакский медно-серебро-золоторудный узел потенциальный Au,Ag,Cu	Au	610		3,14	12,8		16	
	Ag			113,1	396,5		510	
	Cu			55,521	243,452		299	
	Mo			1,866	15,5		17	
	W			0,504	47,02		47,5	
	Bi			0,62	2,458		3	
	Pb			0,43	1,54		2	
Zn			1,737	5,4		7		
8.1.6 Чаловско-Бекетский вольфраморудный узел потенциальный W(Cu,Bi)	W	1210			16	75	91	
8.1.7 Талали-Кутичинский серебро-золоторудный узел потенциальный Au,Ag	Au	780		3	12	24	39	
	Ag			4	12	100	116	
	seo					30	30	
8.1.8 Магдагачинский золоторудный узел потенциальный Au	Au	200				24	24	

8.1.9 Улунгинский медно-серебро-золоторудный узел Au,Ag,Cu	Au	710			9,2	42	51,2	
	Ag					165	165	
	at				33,05		33,05	
Вне узлов	Au					10,5	10,5	
0.1 Толбузинский каменноугольный район УК/Ј ₃	Уголь каменный	1420		17,9		28	45,9	
9. Амуро-Зейский бурогольный бассейн УБ/Р-N		180						
Монголо-Забайкальская минерагеническая провинция Аргунская минерагеническая субпровинция								
10. Ундино-Газимурская олово-медно-свинцово-золоторудная минерагеническая зона Au,Pb,Cu,Sn/V-K ₁	Au	2000				100	100	
10.1 Шилка-Газимурский свинцово-золото-магнетитовый рудный район тг,Au,Pb	Au	1800				100	100	
10.1.1 Кактолгинский магнетитовый узел тг		385						
10.1.2 Кучугайский свинцово-золоторудный узел потенциальный Au,Pb		135						
11. Газимурская олово-свинцово-золото-меднорудная минерагеническая зона Cu,Au,Pb,Sn/V-J ₃	Au	3250			48	280	328	
	Cu					2000	2000	
11.1 Будюмкано-Култуминский цинково-свинцово-золото-меднорудный район Cu,Au,Pb,Zn		490						
11.1.1 Лугоканский свинцово-сурьмяно-золото-меднорудный узел Cu,Au,Sb,Pb		270						

Название, ранг, индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км ²	Запасы категорий А + В + С	Прогнозные ресурсы				Сумма запасов и ресурсов
				P ₁	P ₂	P ₃	Общий прогнозный потенциал (P)	
11.2 Нижне-Уровский редкометалльно-медно-золоторудный район Au, Cu, R	Au	2700			48	280	328	
	Cu					2000	2000	
11.2.1 Лубинский ртутно-олово-редкометалльный рудный узел потенциальный R, Sn, Hg		630						
11.2.2 Уровский свинцово-медно-золоторудный узел Au, Cu, Pb	Au	970			48	280	328	
	Cu					2000	2000	

Общая оценка ресурсов золотороссыпных узлов и районов

Название, ранг и индекс подразделения	Полез-ные иско-паемые	Площадь, км ² (S)	Запасы категорий А + В + С	Прогнозные ресурсы				Сумма запасов и ре-сурсов
				P ₁	P ₂	P ₃	Общий прогноз-ный по-тенциал (P)	
<i>0.1 Au Верхнегилуйский золотороссыпной район</i>	Au	10560	4,838	4,11	7,9	6,2	18,21	23,048
0.1.1 Au Апсаканский золотороссыпной узел	Au	1615	2,64	1,28	3	3,8	8,08	10,72
0.1.2 Au Лапринский золотороссыпной узел	Au	2590	0,925	0,64	3,3	1,1	5,04	5,965
0.1.3 Au Малогилюйский золотороссыпной узел	Au	2010	1,273	1,9	1,1	1,3	4,3	5,573
Вне узлов	Au		0	0,29	0,5	0	0,79	0,79
<i>0.2 Au Среднеюкжинский золотороссыпной район</i>	Au	21320	17,382	18,6	38,8	6,6	64	81,382
0.2.1 Au Эльгаканский золотороссыпной узел	Au	3200	0	0	1,3	0	1,3	1,3
0.2.2 Au Уркиминский золотороссыпной узел	Au	5190	12,894	8,4	15,2	5,6	29,2	42,094
0.2.3 Au Желтулакский золотороссыпной узел	Au	5200	4,488	6,37	14,1	0,2	20,67	25,158
Вне узлов	Au		0	3,83	8,2	0,8	12,83	12,83
<i>0.3 Au Дамбукинский золотороссыпной район</i>	Au	2230	2,574	5,34	2,6	2,1	10,04	12,614
0.3.1 Au Могоктак-Талгинский золотороссыпной узел	Au	1590	2,574	4,94	2,5	2,1	9,54	12,114
0.3.2 Au Золотогорско-Успенский золотороссыпной узел	Au	100	0	0,4	0	0	0,4	0,4
Вне узлов	Au		0	0	0,1	0	0,1	0,1
<i>0.4 Au Могочинский золотороссыпной район</i>	Au	9650	0	1,67	5,3	4,1	11,07	11,07

Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, км ² (S)	Запасы категорий А + В + С	Прогнозные ресурсы				Сумма запасов и ресурсов
				P ₁	P ₂	P ₃	Общий прогнозный потенциал (P)	
0.4.1 Au Ньюжинский золотороссыпной узел	Au	920	0	0	0,5	1,7	2,2	2,2
0.4.2 Au Бухта-Черемнинский золотороссыпной узел	Au	2150	0	0,49	0,6	0	1,09	1,09
0.4.3 Au Чичаткинский золотороссыпной узел	Au	2360	0	0,22	1,5	1,9	3,62	3,62
0.4.4 Au Могоча-Амазарский золотороссыпной узел	Au	2950	0	0,96	2,7	0,5	4,16	4,16
<i>0.5 Au Верхнеамурский золотороссыпной район</i>	Au	25820	32,158	20,1	26,8	21,1	67,99	100,148
0.5.1 Au Березитовый золотороссыпной узел	Au	6220	14,566	13,7	6,2	3,1	22,97	37,536
0.5.2 Au Соловьевский золотороссыпной узел	Au	3500	12,324	3,51	12	17,1	32,61	44,934
0.5.3 Au Мадаланский золотороссыпной узел	Au	2390	4,947	2,05	6,1	0,8	8,95	13,897
0.5.4 Au Игнашинский золотороссыпной узел	Au	1220	0,321	0,48	0,2	0	0,68	1,001
Вне узлов	Au		0	0,38	2,3	0,1	2,78	2,78
<i>0.6 Au Гонжинский золотороссыпной район</i>	Au	11750	5,706	8,91	11,7	1,8	22,41	28,116
0.6.1 Au Игакский золотороссыпной узел	Au	2400	3,25	3,33	4,8	0,7	8,83	12,08
0.6.2 Au Осежинский золотороссыпной узел	Au	4290	2,149	2,16	3,2	0,4	5,76	7,909
0.6.3 Au Тыгда-Улунгинский золотороссыпной узел	Au	1600	0,307	3	3	0,7	6,7	7,007
Вне узлов	Au		0	0,42	0,7	0	1,12	1,12
<i>0.7 Au Холоджикано-Калтагайский золотороссыпной район</i>	Au	5390	0	0,59	1,2	2,2	3,99	3,99
<i>0.8 Au Газимурский золотороссыпной район</i>	Au	1890	0	0	3,8	1	4,8	4,8

0.8.1 Au Нижне-Газимурский золотороссыпной узел	Au	480	0	0	0,8	0	0,8	0,8
0.8.2 Au Нижне-Урюмканский золотороссыпной узел	Au	1120	0	0	3	1	4	4
<i>0.9 Au Приаргунский золотороссыпной район</i>	Au	1420	0	3,2	0,6	0	3,8	3,8
0.9.1 Au Нижне-Уровский золотороссыпной узел	Au	1200	0	3,2	0,6	0	3,8	3,8

**Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к листу
N-51 – Сковородино Госгеолкарты-1000/3**

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	КР-1, М-2	P ₁	92,9
			P ₂	60
			P ₃	28
II. Металлические ископаемые II.1. Черные металлы	Железо	МЗ-2, РР-3, РУ-3, П-9	P ₁	694,9
			P ₂	427,7
			P ₃	543
	Марганец	МЗ-1, РР-1, П-2	P ₂	1,6
Хром	МЗ-2	P ₃	160	
II.2. Цветные металлы	Медь	МЗ-4, РР-4, РУ-3, П-6	P ₁	55,5
			P ₂	586,8
			P ₃	4550
	Свинец	МЗ-2, РР-2, РУ-3, П-4	P ₁	0,4
			P ₂	41,2
			P ₃	28
	Цинк	МЗ-2, РР-2, РУ-3, П-4	P ₁	1,7
			P ₂	41,7
			P ₃	66
	Никель	МЗ-2, РУ-1	P ₃	350
	Молибден	МЗ-6, РР-7, РУ-11, М-1, П-19	P ₁	16,9
			P ₂	244,9
			P ₃	360
	Вольфрам	МЗ-4, РР-4, РУ-6, П-11	P ₁	7,5
			P ₂	116
P ₃			193	
Ртуть	МЗ-2, РР-2, РУ-1	P ₂	0,6	
		P ₃	9,7	

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
II.2. Цветные металлы	Сурьма	МЗ-1, РР-1	P ₃	9
	Висмут	МЗ-1, РР-1, РУ-2, П-3	P ₁	0,6
			P ₂	2,4
			P ₃	5
II.3. Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы	Литий	МЗ-1, РУ-1, П-6	P ₂	47,1
			P ₃	60
II.4. Благородные металлы	Золото коренное	МЗ-10, РР-12, РУ-34, М-4, П-35	P ₁	138,3
			P ₂	849,2
			P ₃	2569,3
			МП	130
	Золото россыпное	РР-9, РУ-22, М-165, П-463	P ₁	62,51
			P ₂	98,7
			P ₃	45,1
	Серебро	МЗ-6, РР-8, РУ-17, М-2, П-18	P ₁	393,3
			P ₂	7140,8
			P ₃	12960
	Платина и платиноиды	МЗ-3, РР-1	P ₃	160
II.5. Радиоактивные элементы	Уран	МЗ-1, РР-1, РУ-1, М-1	P ₂	4
III. Неметаллические ископаемые III.1. Оптические материалы	Кварц оптический (для плавки)	МЗ-1, РР-2, РУ-1, П-2	P ₁	1,3
			P ₂	63,6
			P ₃	64,9
	Кварц оптический (для варки)	МЗ-1, РР-1, П-1	P ₁	12,4
Кварц пьезоэлектрический (горный хрусталь)	МЗ-1, РУ-1	P ₃	62	
III.2. Химическое сырье	Алунит	МЗ-2, РР-2, РУ-2, П-3	P ₂	120
III.3. Минеральные удобрения	Апатит	МЗ-2, РР-1, РУ-1, П-2	P ₁	4,2
			P ₂	10
			P ₃	30

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
III.б. Горнотехническое сырье	Графит	МЗ-1, РР-1, П-1	Р ₃	25
	Цеолиты	МЗ-1, РР-1, РУ-1	Р ₃	30

Примечания. 1. При обозначении минерагенических таксонов приняты следующие сокращения: МЗ – минерагеническая зона, РР – рудный (россыпной) район, РУ – рудный (россыпной) узел, КР – каменноугольный район, М – месторождение, П – проявление.

2. Прогнозные ресурсы приводятся: в млн. т – для каменного угля, Fe, Mn, Cr, кварца оптического (для варки), алунита, апатита, графита, цеолитов; в тыс. т – для Cu, Pb, Zn, Ni, Mo, W, Hg, Sb, Bi, Li, U, кварца оптического (для плавки); в тоннах – для золота, серебра, платины и платиноидов, горного хрусталя.

**Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа N-51 – Сковородино
Госгеолкарты-1000/3 прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов**

№ п/п	Вид минерального сырья и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
1	Кутыканский потенциальный золоторудный узел 0200001 Золото	0	P ₃ – 61,8 т	+ 61,8 т (P ₃)	ППР масштаба 1 : 200 000 на площади 515 км ² , масштаба 1 : 50 000 – на площади 140 км ² на оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации в жилах, минерализованных зонах и штокверках
2	Золотинкинское прогнозируемое золоторудное поле 0200010 Золото	0	P ₃ – 220 т	+ 220 т (P ₃)	ПР масштаба 1 : 50 000 на площади 240 км ² , масштаба 1 : 10 000 – на площади 45 км ² с комплексом геофизических исследований на оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации в жилах и минерализованных зонах
3	Ямнинская перспективная площадь 0200002 Золото	0	P ₃ – 10,5 т	+ 10,5 т (P ₃)	
4	Мадаланская перспективная площадь 0200009 Золото	P ₂ – 16,7 т (не апробированы)	P ₂ – 16,7 т P ₃ – 90 т	+ 90 т (P ₃)	ППР на площади 340 км ² на оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации в минерализованных зонах

№ п/п	Вид минерального сырья и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
5	Даванская перспективная площадь 5300001 Золото	0	P ₃ – 5 т	+ 5 т (P ₃)	ПР масштаба 1 : 10 000 на площади 10 км ² на вольфрам и попутное золото в комплексных золото-вольфрамовых рудах золото-шешелит-кварцевой формации
	Вольфрам	0	P ₃ – 25 тыс. т WO ₃	+ 25 тыс. т WO ₃ (P ₃)	
6	Уровская перспективная площадь 5300002 Золото	P ₂ – 48 т P ₃ – 130 т	P ₂ – 48 т P ₃ – 280 т	+ 150 т (P ₃)	ПР масштаба 1 : 50 000 на площади 350 км ² на золото-сульфидное стратиформное и штокверковое медно-порфириное оруденение
	Медь	0	P ₃ – 2000 тыс. т	+ 2000 тыс. т (P ₃)	
	Итого:				
	Золото			+ 537,3 т (P ₃)	
	Медь			+ 2000 тыс. т (P ₃)	
	Вольфрам			+ 25 тыс. т WO ₃ (P ₃)	

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. <i>Н. Н. Петрук</i>	3
СТРАТИГРАФИЯ	12
Архей. <i>Н. Н. Петрук</i>	13
Нижний архей	13
Алданий	14
Становий	19
Верхний архей	24
Сахаборий	24
Протерозой	28
Нижний протерозой. <i>Н. Н. Петрук</i>	28
Нижний карелий	28
Верхний протерозой. <i>Т. А. Пинаева</i>	29
Рифей	29
Средний–верхний рифей	30
Верхний рифей	31
Венд	31
Палеозой	33
Нижний палеозой	33
Кембрийская система. <i>Т. А. Пинаева</i>	33
Нижний отдел	33
Нижний–средний отделы	34
Средний палеозой. <i>Н. Н. Петрук</i>	34
Силурийская система. <i>Н. Н. Петрук, А. В. Куриленко</i>	35
Девонская система. <i>Н. Н. Петрук, А. В. Куриленко</i>	38
Нижний отдел	38
Нижний–средний отделы	41
Средний–верхний отделы	42
Верхний отдел	44
Каменноугольная система. <i>А. В. Куриленко, Н. Н. Петрук</i>	45
Нижний отдел	45
Пермская система. <i>Н. Н. Петрук, С. А. Козлов</i>	46
Верхний отдел	46
Мезозой	48
Триасовая система. <i>Н. Н. Петрук, С. А. Козлов, Н. Г. Ядрищенская</i>	48
Нижний отдел	49
Верхний отдел	54
Юрская система. <i>Н. Н. Петрук, Н. Г. Ядрищенская, С. А. Козлов</i>	56
Нижний отдел	56
Нижний–средний отделы	58
Средний отдел	59
Средний–верхний отделы	68
Верхний отдел	69

Верхний отдел юрской системы — нижний отдел меловой системы. <i>Н. Н. Петрук, Н. Г. Ядрищенская</i>	74
Меловая система	77
Нижний отдел. <i>Н. Н. Петрук, Н. Г. Ядрищенская</i>	77
Верхний отдел. <i>Н. Н. Петрук</i>	88
Кайнозой. <i>Н. Н. Петрук, Л. В. Потемкина</i>	91
Палеогеновая система	91
Палеогеновая и неогеновая системы	92
Неоген—квартер	94
Квартер	95
Неоплейстоцен	95
Средний неоплейстоцен	95
Верхний неоплейстоцен	97
Верхний неоплейстоцен—голоцен	98
Голоцен	99
МАГМАТИЗМ	100
Ранний архей. <i>Н. Н. Петрук, И. А. Томбасов</i>	100
Поздний архей. <i>Н. Н. Петрук</i>	108
Ранний протерозой. <i>Н. Н. Петрук</i>	112
Поздний протерозой. Рифей. <i>С. А. Козлов, Т. А. Пинаева</i>	118
Ордовик. <i>Т. А. Пинаева, И. А. Томбасов</i>	120
Средний палеозой. <i>Н. Н. Петрук</i>	124
Поздний палеозой. <i>Н. Н. Петрук</i>	125
Средний (?) карбон. <i>Н. Н. Петрук</i>	127
Ранняя пермь. <i>Н. Н. Петрук, С. А. Козлов, Т. А. Пинаева</i>	128
Ранний триас. <i>Н. Н. Петрук, С. А. Козлов</i>	134
Средняя юра. <i>Н. Н. Петрук, С. А. Козлов, Т. А. Пинаева</i>	136
Средняя—поздняя юра. <i>Н. Н. Петрук, С. А. Козлов, Т. А. Пинаева</i>	137
Поздняя юра. <i>Н. Н. Петрук, С. А. Козлов, Т. А. Пинаева</i>	142
Ранний мел. <i>Н. Н. Петрук</i>	148
Ранний—поздний мел. <i>Н. Н. Петрук</i>	156
МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ. <i>Н. Н. Петрук, И. А. Томбасов, С. А. Козлов</i>	158
ТЕКТОНИКА. <i>Н. Н. Петрук, С. А. Козлов, М. Ю. Носырев</i>	176
ГЕОМОРФОЛОГИЯ. <i>Л. В. Потемкина, Н. Н. Петрук</i>	199
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ. <i>Н. Н. Петрук, С. А. Козлов</i>	210
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ. <i>М. Н. Шилова, С. А. Новченко</i>	218
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА. <i>М. Н. Шилова, С. А. Козлов</i>	274
ГИДРОГЕОЛОГИЯ. <i>Н. Н. Петрук</i>	348
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА. <i>Н. Н. Петрук</i>	359
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. <i>Н. Н. Петрук</i>	362
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	365
<i>Приложение 1. Оценка прогнозных ресурсов минерагенических подразделений</i>	402
<i>Приложение 2. Общая оценка ресурсов по видам полезных ископаемых</i>	416
<i>Приложение 3. Оценка прогнозных ресурсов золотороссыпных узлов и районов</i>	423
<i>Приложение 4. Общая оценка ресурсов минерагенических подразделений</i>	425
<i>Приложение 5. Общая оценка ресурсов золотороссыпных узлов и районов</i>	439
<i>Приложение 6. Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к листу N-51 — Сквородино Госгеолкарты-1000/3</i>	442
<i>Приложение 7. Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа N-51 — Сквородино Госгеолкарты-1000/3 прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов</i>	445

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)
Серия Дальневосточная
Лист N-51 – Сквородино, (М-51)
Объяснительная записка

Редактор *Т. В. Брежнева*

Подписано в печать 12.10.09. Формат 70 × 100/16. Гарнитура NewtonС.
Печать офсетная. Печ. л. 28 + 4 вкл. Уч.-изд. л. 40. Тираж 150 экз.
Заказ 80128028

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-9190, факс 321-8153